

BERICHTE

aus dem Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Bremen

Nr. 71

Meggers, H.

**PLIOZÄN-QUARTÄRE KARBONATSEDIMENTATION
UND PALÄOZEANOGRAPHIE DES
NORDATLANTIKS UND DES EUROPÄISCHEN
NORDMEERES - HINWEISE AUS PLANKTISCHEN
FORAMINIFERENGEMEINSCHAFTEN.**



Die "Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften" werden in unregelmäßigen Abständen vom Fachbereich 5, Universität Bremen, herausgegeben.

Sie dienen der Veröffentlichung von Forschungsarbeiten, Doktorarbeiten und wissenschaftlichen Beiträgen, die im Fachbereich angefertigt wurden.

Die Berichte können bei:

Frau Gisela Eggerichs

Sonderforschungsbereich 261

Universität Bremen

Postfach 330 440

D 28334 BREMEN

Telefon: (49) 421 218-4124

Fax: (49) 421 218-3116

angefordert werden.

Zitat:

Meggers, H.

Pliozän-quartäre Karbonatsedimentation und Paläozeanographie des Nordatlantiks und des Europäischen Nordmeeres - Hinweise aus planktischen Foraminiferengemeinschaften.

Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, Nr. 71, 143 S., 34 Abb., 8 Tab., Bremen 1996.

**Pliozän-quartäre Karbonatsedimentation und Paläozeanographie des
Nordatlantiks und des Europäischen Nordmeeres - Hinweise aus
planktischen Foraminiferengemeinschaften**

**Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
am Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Bremen**

**vorgelegt von
Helge Meggers
Bremen 1995**

Meinen Eltern und Folke

Zusammenfassung

Pliozän-quartäre Sedimente der DSDP/ODP-Bohrungen 552, 643, 644, 646, 907 und 909 im nördlichen Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer wurden auf die Zusammensetzung der planktischen Foraminiferengemeinschaften, die Karbonaterhaltung sowie die biometrisch/morphometrischen Charakteristika der Schlüsselarten *Neogloboquadrina pachyderma* und *Neogloboquadrina atlantica* sin. hin untersucht. Zusammen mit den Daten des kalkigen Nannoplanktons ist es möglich, ozeanographisch-klimatische Veränderungen im Grenzbereich atlantisch/arktischer Wassermassen für die letzten ca. 3,2 Mio. J. hochauflösend zu erfassen.

Die Auswirkungen der Nordhemisphärenvereisung bei ca. 2,75 Ma wird in den Bohrungen auf dem Vøring-Plateau (Bohrung 644) und in der nördlichen Labradorsee (Bohrung 646) sowohl durch Veränderungen in den Vergesellschaftungen des karbonatschaligen Planktons, in den Erhaltungszuständen, als auch in der Biometrie der Gattung *Neogloboquadrina* angezeigt. Während der eisschildnahe Bereich (Bohrungen 644 und 646) schon ab 2,75 Ma durch die Vereisung beeinflusst wird, ist dieses für den offenen Nordatlantik (Bohrung 552) erst seit ca. 2,6 Ma der Fall. Die durch subpolare Organismen dominierte Phase vor 2,75 Ma mit guter Erhaltung in Folge einer wirksamen Tiefenwassererneuerung in der Labradorsee und im Europäischen Nordmeer geht in eine Phase zwischen 2,75 Ma - 1,8 Ma mit nur sehr niedrigen Individuenzahlen und schlechter Karbonaterhaltung über. In dieser Zeit finden sich nur sehr episodisch wieder besser erhaltene Gemeinschaften sowohl in der Labradorsee als auch auf dem inneren Vøring-Plateau, die einen schwachen temporären Einfluß atlantischer Wassermassen anzeigen. In der Framstraße (Bohrung 909), auf dem beckenwärtigen Vøring-Plateau (Bohrung 643) sowie auf dem Island-Plateau (Bohrung 907) werden zwischen 2,75 Ma und 1,8 Ma keine karbonatischen Planktonorganismen beobachtet, so daß dieser Bereich wahrscheinlich ausschließlich durch polare, eisbedeckte Wassermassen geprägt ist.

Deutliche Veränderungen zeigen sich in den Bohrungen 644 und 646 im Zeitraum zwischen 1,8 Ma und 1,35 Ma. Südlich von Grönland und auf dem küstennahen Vøring-Plateau werden nahezu zeitgleich erstmals wieder relativ hohe, gleichzeitig aber stark fluktuierende Individuenzahlen beobachtet, die auf atlantische Wassermassen zurückzuführen sind und andeuten, daß sich eine meridionale Oberflächenströmung bis in das Europäische Nordmeer hinein ausbreitet, welche zeitgleich in Folge des hohen Salzeintrages für eine Tiefenwassererneuerung sorgt.

Nach einer kurzen Phase zwischen 1,35 Ma und 1,1 Ma, die durch polare Oberflächenwassermassen und eine eingeschränkten Tiefenwasserbildung geprägt ist, spiegeln sich in den planktischen Gemeinschaften der Phase nach 1,1 Ma (nach der "Mittelpleistozänen

Revolution") die extremen Kontraste zwischen Glazial- und Interglazialzeiten in allen Bohrungen wider. Erstmals werden auch auf dem äußeren Vøring-Plateau und auf dem Island-Plateau wieder in nennenswerten Gehalten planktische Karbonatschaler festgestellt. Die klimatischen Gegensätze zwischen Glazial und Interglazial verstärken sich nach 0,7 Ma noch weiter, und es werden ab diesem Zeitpunkt signifikante Anteile karbonatschaligen Planktons auch in der Framstraße beobachtet. Die verstärkte meridionale Zirkulation mit einem breiten Einstrom atlantischer Wassermassen in das Europäische Nordmeer sorgt für eine Tiefenwassererneuerung in dieser Region über glazial/interglaziale Zeiträume hinweg.

Die phasenhafte paläozooanographische Entwicklung im Untersuchungsraum geht einher mit einer stammesgeschichtlichen Entwicklung innerhalb der Foraminiferengattung *Neoglobobulimina*. Die subpolare Art *N. atlantica* sin., die in der Phase vor der Nordhemisphärenvereisung die planktischen Foraminiferengemeinschaften dominiert, verschwindet im Zuge der glazial-dominierten Phase zwischen 2,75 Ma und 2,4 Ma aus der Vergesellschaftung. Sie wird durch einen Phänotyp ersetzt, der morphologisch zwischen ihr und *N. pachyderma* vermittelt und in dieser Untersuchung als *Neoglobobulimina atlantica-pachyderma* "intergrade" bezeichnet wird. *N. pachyderma* ist nach den biometrisch/morphometrischen Erkenntnissen dieser Studie erst ab 1,8 Ma in der Vergesellschaftung nachzuweisen und ist erst nach der MPR ab 1,0 Ma ein Indikator für polare Bedingungen. Im Verlauf der letzten 1,0 Mio. J. zeigt *N. pachyderma* bis in das Holozän hinein eine stetige Zunahme im Gehäusedurchmesser, die die Folge einer graduell verbesserten Adaption an die extremen klimatischen Kontraste ist.

Danksagung

Für die Vergabe dieser Arbeit und die gute und intensive Betreuung möchte ich mich bei Prof. Dr. Rüdiger Henrich recht herzlich bedanken.

Die Zusammenarbeit mit Dr. Karl-Heinz-Baumann im synoptisch ausgelegten Projekt brachte nicht nur gute Ergebnisse, sondern auch noch sehr viel Spaß und Freude mit sich, so daß ihm an dieser Stelle ein besonders großes Dankeschön gebührt.

Durch den zwischenzeitlichen Wechsel der Universität von Kiel nach Bremen und das Kennenlernen vieler neuer Kollegen und Kolleginnen, profierte ich für meine Arbeit in vielfältiger Weise. Alle Helfer und Helferinnen hier aufzuführen, würde den Rahmen dieser Danksagung sprengen. So möchte ich vielmehr einen anerkennenden Rundumschlag an alle die richten, die am Geomar, am SFB 313 sowie im Fachbereich Geowissenschaften in Bremen Anteil an der Entstehung dieser Arbeit hatten. Herausragend aus der Menge der helfenden Hände müssen hier jedoch Frau Dr. Dorothee Spiegler vom Geomar, die mich in die planktische Foraminiferenwelt des Nordatlantiks eingeführt hat und Dr. Klaus Michels, der mir in jeder Phase der Arbeit mit Rat und Tat beiseite stand, genannt werden.

Die internationale Zusammenarbeit innerhalb des ODP-Projektes ermöglichte mir einen umfangreichen Probensatz, ohne den diese Arbeit kaum möglich gewesen wäre. Für die Zusammenarbeit und den Zugriff auf Proben möchte ich mich demzufolge bei Dr. Ali Aksu, Kanada, Torben Fronval und Gaute Larvik, Norwegen sowie bei Dr. Thomas Wolf-Welling, Kiel sehr bedanken.

Die große Probenmenge machte es notwendig, daß viele fleißige Hände bei der Probenaufbereitung Beistand leisteten. Namentlich seien daher an dieser Stelle Claudia Venhern, Renate Henning, Anne Saschek, Jörg Brüning und Stefan Hüneke genannt. Ihnen allen ein herzliches Dankeschön. Ebenso großen Dank bin ich Anne Meyer verpflichtet, die mich bei der Fertigstellung der Fototafeln sehr unterstützt hat.

Die Isotopemessungen wurden im ^{14}C -Labor der Universität Kiel unter der Leitung von Dr. Helmut Erlenkeuser durchgeführt, bei dem ich mich dafür sehr bedanken möchte.

Für das Lesen einer früheren Version dieser Arbeit und viele nützliche Anmerkungen sei an dieser Stelle sehr den Dipl.-Geologen Christian Hensen und Nicolas Dittert sowie Karoline Maurhoff gedankt.

Wo andere an dieser Stelle dem Pizza Service danken, möchte ich mich beim "Geo-Jogging-Track-Club" in Bremen bedanken, der mich stets rechtzeitig wider sämtliche Launen vom Schreibtisch weggeholt hat, um im Bremer Stadtpark beim Laufen neue Kraft und Ideen zu sammeln. Ausdrückliche Anerkennung daher an Heidi, Hella, Renate, Dieter, Jörg, Nico und Markus.

Diese Arbeit wurde aus Mitteln der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziert.

1. Einleitung und Zielsetzung	1
1.1 Der globale CO ₂ -Kreislauf und seine klimatischen Auswirkungen	3
1.2 Oberflächenwasserzirkulation im Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer	6
1.2.1 Das rezente Oberflächenwasserströmungssystem	6
1.2.2 Zielsetzung: Die Rekonstruktion der Oberflächenströmung im Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer in den letzten 3,2 Mio. J.	9
1.3 Glazial/Interglaziale Tiefenwasserzirkulation im Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer: Modelle und klimarelevante Auswirkungen auf das CO ₂ -Budget	11
1.3.1 Das rezente Tiefenwasserströmungssystem	11
1.3.2 Zielsetzung: Die Rekonstruktion der Tiefenwasserzirkulation im Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer in den letzten 3,2 Mio. J.	13
1.4 Probenlokationen im Europäischen Nordmeer und im Nordatlantik	15
2. Methodik	17
2.1 Probenaufbereitung	17
2.2 Grobfractionsanalyse	19
2.3 Rasterelektronenmikroskopie	21
2.4 Stabile Isotopenmessungen ($\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ -Analysen)	21
2.5 Statistische Auswertungsmethoden	22
2.6 Methoden zur Quantifizierung der Karbonatlösung	23
2.7 Lösungs-, Bio- und Morphometriestudien	26
3. Grundlagen zur Systematik und zur Ökologie der planktischen Foraminiferen	28
3.1 Systematik der nordatlantischen planktischen Foraminiferen	29
3.2 Die Anwendung der Biometrie/Morphometrie planktischer Foraminiferen bei der Rekonstruktion der Paläozeanographie	39
4. Ergebnisse	42
4.1 Voruntersuchungen	42
4.1.1 Diagenetische Veränderungen in der Labradorsee	42
4.1.2 Untersuchungen zur Lösung im Kernlager und im Labor	44
4.1.3 Oberflächenprobennetz im Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer	47
4.2 Stratigraphie	51
4.3 Paläozeanographische Ergebnisse	54
4.3.1 Die planktischen Foraminiferen und deren Erhaltung im Nordatlantik (Bohrungen 552 und 646) während der letzten 3,2 Mio. J.	54
4.3.1.1 Rockall-Plateau (Bohrung 552)	54
4.3.1.1.1 Ergebnisse (Rockall-Plateau)	54
4.3.1.1.2 Statistische Auswertung (Rockall-Plateau)	59
4.3.1.2 Labradorsee (Bohrung 646)	60
4.3.1.2.1 Ergebnisse (Labradorsee)	60
4.3.1.2.3 Statistische Auswertung (Bohrung 646)	66
4.3.1.3 Zusammenfassung: Der nördliche Nordatlantik in den letzten 3,2 Mio. J.	68
4.3.2 Die planktischen Foraminiferen und deren Erhaltung im Europäischen Nordmeer (Bohrungen 643, 644, 907 und 909) während der letzten 3,2 Mio. J.	69
4.3.2.1 Vøring-Plateau (Bohrungen 643 und 644)	69
4.3.2.1.1 Ergebnisse (Vøring-Plateau, Bohrung 644)	69
4.3.2.1.2 Ergebnisse (Vøring-Plateau, Bohrung 643)	73
4.3.2.1.3 Statistische Auswertung (Bohrungen 644 und 643)	73
4.3.2.2 Island-Plateau (Bohrung 907) und Framstraße (Bohrung 909)	75

4.3.2.2.1 Ergebnisse (Island-Plateau).....	75
4.3.2.2.2 Ergebnisse (Framstraße).....	76
4.3.2.2.3 Statistische Auswertung (Bohrungen 907 und 909)	81
4.3.2.3 Zusammenfassung: Das Europäische Nordmeer in den letzten 3,2 Mio. J.....	83
4.3.3 Zeitreihenanalysen	84
5. Diskussion.....	88
5.1 Pliozän-quartäre Karbonatsedimentation im Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer.....	88
5.1.1 Die Zeit vor dem Einsetzen der Nordhemisphärenvereisung bei 2,75 Ma (Phase 1).....	88
5.1.2 Das glazial dominierte Zeitintervall zwischen 2,75 Ma und 1,8 Ma (Phase 2).....	93
5.1.3 Die einsetzende meridionale Oberflächenwassermassenzirkulation zwischen 1,8 Ma und 1,35 Ma (Phase 3)	97
5.1.4 Die durch glaziale Bedingungen bestimmte Phase zwischen 1,35 Ma und 1,1 Ma (Phase 4)	101
5.1.5 Nach der "mittelpleistozänen Revolution" zwischen 1,1 Ma und 0,7 Ma (Phase 5)	102
5.1.6 Die Intensivierung der Glazial/Interglazial-Kontraste im späten Quartär zwischen 0,7 Ma und heute (Phase 6).....	104
5.2 Spätpliozäne-quartäre Karbonatlösung - die drei Weltmeere im Vergleich ..	106
5.3 <i>Neogloboquadrina pachyderma</i> - eine seit dem Oberen Miozän an kaltes Wasser adaptierte Art?.....	113
6. Schlußfolgerungen und Ausblick.....	122
7. Literatur	125

Abb.16: Planktische Foraminiferenverteilung (in Ind./g) im Zeitintere-
nördlichen Labrador See (Bohrung 646).

Abb.16: Planktische Foraminiferenverteilung (in Ind./g) im Zeitintervall 3,2 Ma bis 1,0 Ma in der nördlichen Labrador See (Bohrung 646).

Abb.17: Planktische $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven des Tiefenintervalles 75 m - 250 m (entspricht dem Zeitintervall von 3,2 Ma bis 1,0 Ma) der Bohrung in der nördlichen Labrador See (Bohrung 646). Die Messungen wurden zwischen 3,2 Ma und 2,4 Ma an *N. atlantica* sin., zwischen 2,4 Ma und 1,8 Ma an *N. atlantica-pachyderma* "intergrade" und zwischen 1,8 Ma und 1,0 Ma an *N. pachyderma* vorgenommen..

Abb.18: Karbonatanteil, Mengenanteile der planktischen, benthischen und subpolaren Foraminiferen sowie der %-Anteil des subpolaren Planktons an der Gesamtforaminiferenvergesellschaftung im Vergleich zu den bio- morphometrischen Datensätzen und dem Lösungsindex in der Bohrung 644 in den letzten 3,2 Mio.J. Die Karbonatgehalte und die Lösungsdaten wurden der Arbeit von Henrich & Baumann (1994) entnommen, sind jedoch im Rahmen dieser Untersuchung für den Zeitraum zwischen 3,0 Ma und 1,0 Ma erweitert bzw. verdichtet worden. Mit gestrichelten Linien sind die paläozanographischen Entwicklungsphasen des küstennahen Vøring-Plateaus gekennzeichnet.

Abb.19: Planktische Foraminiferenverteilung (in Ind./g) im Zeitintervall 3,0 Ma bis 0 Ma auf dem Vøring-Plateau (Bohrung 644).

Abb.20: Karbonatanteil, Mengenanteile der planktischen und benthischen Foraminiferen (Gew-%) im Vergleich zu den bio- morphometrischen Datensätzen und dem Lösungsindex in der Bohrung 643 in den letzten 3,2 Mio. J. Die Karbonatanteile, die Lösungsdaten sowie der Anteil der Foraminiferen wurden der Arbeit von Henrich & Baumann (1994) entnommen. Mit gestrichelten Linien sind die Entwicklungsphasen in der klimatischen Entwicklung des Vøring-Plateaus gekennzeichnet.

Abb. 21: Karbonatanteil, Mengenanteile der planktischen, benthischen und subpolaren Foraminiferen sowie der %-Anteil des subpolaren Planktons an der Gesamtforaminiferenvergesellschaftung im Vergleich zu den bio- morphometrischen Datensätzen und dem Lösungsindex in der Bohrung 907 in den letzten 3,2 Mio. J. Mit gestrichelten Linien sind die Entwicklungsphasen in der paläozanographischen Entwicklung des Island-Plateaus gekennzeichnet.

Abb. 22: Planktische Foraminiferenverteilung (in Ind./g) im Zeitintervall 3,2 Ma bis 0 Ma auf dem Island-Plateau (Bohrung 907). Die absoluten Gehalte der planktischen Foraminiferen sind aus Darstellungsgründen geglättet worden.

Abb.23: Karbonatanteil, Mengenanteile der planktischen, benthischen und subpolaren Foraminiferen sowie der %-Anteil des subpolaren Planktons an der Gesamtforaminiferenvergesellschaftung im Vergleich zu den bio- morphometrischen Datensätzen und dem Lösungsindex in der Bohrung 909 in den letzten 1,6 Mio. J. Mit gestrichelten Linien sind die paläozanographischen Entwicklungsphasen der Framstraße gekennzeichnet.

Abb. 24: Planktische Foraminiferenverteilung (in Ind./g) im Zeitintervall 1,6 Ma bis 0 Ma in der Framstraße (Bohrung 909).

Abb. 25: Zeitreihenanalyse an den Karbonatdatensätzen und den Daten der planktischen Foraminiferen der Bohrung 644. Ein signifikanter 100000er-Jahreszyklus dokumentiert sich in den Foraminiferendatensätzen in den letzten 1,0 Mio. J., nicht aber in den Karbonatdatensätzen. Vor der MPR im Zeitraum zwischen 2,0 Ma und 1,0 Ma zeigt sich ein 41000er-Obliquitätszyklus in den Karbonatgehalten.

Abb.26: Zeitreihenanalyse an den Karbonatdatensätzen und den Daten der planktischen Foraminiferen der Bohrung 643. Es zeigt sich sowohl in den Karbonatgehalten als auch in den Foraminiferengehalten eine 100000er-Jahresfrequenz.

Abb. 27: Zeitreihenanalyse an den Karbonatdatensätzen und den Daten der planktischen Foraminiferen der Bohrung 907. Es zeigt sich nur in den Foraminiferengehalten eine 100000er- Jahresfrequenz.

Abb.28: Zeitreihenanalyse an den Karbonatdatensätzen und den Daten der planktischen Foraminiferen der Bohrung 909.

Abb.29: Zusammenfassende Darstellung der planktischen Foraminiferengehalte im Untersuchungsgebiet mit der schematischen Kennzeichnung der Temperaturgradienten in S-N- und in E-W-Richtung. Die beiden

Hauptereignisse in der klimatischen Geschichte der nördlichen Hemisphäre (**MPR** - Mittelpleistozäne Revolution; **IRD** - Intensivierung des IRD-Eintrages) sind extra markiert.

Abb.30: Schematischer Vergleich der absoluten Anteile von planktischen Foraminiferen und Coccolithophoriden, der Karbonaterhaltung sowie der Biometrie von *N. pachyderma* *N. atlantica* respektive *C. pelagicus* im Vergleich zu den Oberflächenwasserbedingungen in der nördlichen Labrador See (Bohrung 646) in den letzten 3,2 Mio. J. (aus Baumann & Meggers, im Druck).

Abb.31: Coccolithophoridenanteile in Kornzahl-% sowie die biometrischen Datensätze von *C. pelagicus* in dem Zeitintervall zwischen 3,2 Ma und 0,8 Ma der Bohrung 646 (aus Baumann & Meggers, im Druck).

Abb.32: Vergleich der Bohrungen 644 und 907 hinsichtlich der Karbonatgehalte, der Mengen planktischer Foraminiferen sowie der Coccolithophoridenanteile (aus Baumann et al., submitted).

Abb. 33: Vergleich der Lösungsdaten im nördlichen Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer (diese Arbeit) mit den Literaturangaben über Karbonatlösung im Atlantik und im Indopazifik. Die drei Hauptereignisse in der klimatischen Entwicklung der Weltmeere sind mit Pfeilen gekennzeichnet. In schwarz sind hochkorrodierte Abschnitte markiert, in grau Sequenzen mit Karbonatlösung und in hell Zeitabschnitte, die durch gute Erhaltung charakterisiert sind.

Abb.34: Modell der phylogenetischen Entwicklung innerhalb der kaltwasseradaptierten *Neoglobobulimina*-Gruppe im Europäischen Nordmeer und im Nordatlantik.

Tab.1: Die wichtigsten Kenndaten der untersuchten DSDP/ODP-Bohrungen.

Tab.2: Die wichtigsten Kenndaten der untersuchten Oberflächensedimentproben.

Tab.3: Ergebnisse der Oberflächensedimentbetrachtung.

Tab.4: Umrechnungstabelle der wichtigsten magnetostratigraphischen Fixpunkte der drei bedeutensten stratigraphischen Konzepte, die in dieser Untersuchung sowie in den meisten innerhalb dieser Arbeit zitierten Arbeiten verwendet wurden.

Tab. 5: Faktormatrix der planktischen Foraminiferenvergesellschaftung (Bohrung 552).

Tab.6: Faktormatrix der planktischen Foraminiferenvergesellschaftung (Bohrung 646).

Tab.7: Faktormatrix der planktischen Foraminiferenvergesellschaftung (Bohrung 907).

Tab.8: Faktormatrix der planktischen Foraminiferenvergesellschaftung (Bohrung 909).

1. Einleitung und Zielsetzung

Der nördliche Nordatlantik und das Europäische Nordmeer gehören zu den klimasensitivsten Regionen der nördlichen Hemisphäre und fungieren als lokale Hauptproduktionsstätten für "frisches", O₂-reiches Tiefenwasser, als Steuerungszentrale für die globale Wassermassenzirkulation und die Durchlüftung der Tiefenwassermassen. Das heutige antiästuarine Zirkulationssystem des Nordatlantiks mit dem meridionalen Einstrom von Oberflächenwassermassen und dem Export von Tiefenwassermassen steht dem ästuarinen Strömungsmuster des Nordpazifiks diametral gegenüber und ist für das globale Klima und den Wassermassenaustausch mitverantwortlich. Das rezente Klima als warmes Extrem innerhalb einer längerfristigen Vereisungsperiode und das globale Strömungssystem, mit extremen Temperaturgradienten zwischen den hohen und den niederen Breiten, reagieren sehr sensibel auf geringfügige Veränderungen der ozeanographischen Konstellation. Die Temperaturgradienten zwischen den Polen und dem Äquator und damit verbunden die Wirksamkeit zonaler oder meridionaler Zirkulationsmuster in den Ozeanen sind im Verlauf des ausgehenden Mesozoikums sowie des Neogens veränderlich ausgebildet.

Die Geschichte des rezenten globalen Strömungssystems ist mit der Öffnung, der Größe und der geographischen Position der Hauptbecken der Weltmeere verknüpft (Barron & Peterson, 1991). Zu den internen Faktoren, die klimatische Veränderungen des Tertiärs antreiben, gehören in erster Linie die känozoischen, plattentektonischen Umstrukturierungen, die Einfluß auf die atmosphärische Zirkulation und somit auch auf die Strömungsmuster in den Weltozeanen nehmen (Ruddiman & Kutzbach, 1989; Barron & Peterson, 1991). Ausgehend von der spätmesozoischen Paläozeanographie des Kreidemeeres, mit nur geringen Temperaturgradienten zwischen den Polregionen und dem äquatorialen Bereich sowie eher zonalen Wassermassenbewegungen, verändert sich das Bild der Weltmeere im Verlauf des Tertiärs und des Quartärs grundlegend. So ermöglichte die Öffnung der Drake Passage im Oligozän die Entwicklung des zirkumantarktischen Stromes und ersten extremen Temperaturgradienten zwischen hohen und niederen Breiten des Südozeanes. Als Pendant dazu verändert die Öffnung der Labradorsee und des Europäischen Nordmeeres im Neogen grundsätzlich das Strömungsmuster von Oberflächen- und Tiefenwasser und damit auch das Klima der Nordhemisphäre.

Neben der Einflußnahme der internen Klimasteuerungsfaktoren erkennt Milankovitch (1941) die Bedeutung der periodischen Änderungen von Orbitalparametern der Erde für klimatische Veränderungen und postuliert, daß daraus resultierende Insolationsschwankungen die Eisschildoszillationen zusätzlich extern regulieren. Die langfristigen Veränderungen der Insolation, basierend auf periodischen Schwankungen der Orbitalparameter Obliquität (41000er Jahreszyklus der Veränderung des Inklinationwinkels der Erde zwischen 24,4 ° und 21,8°),

Exzentrizität (100000er Jahreszyklus der Änderung des Orbits der Erde von nahezu kreisförmig zu ellipsoid) und Präzession (23000er Jahreszyklus der Änderung der Kreiselbewegung der Erdachse), beeinflussen sowohl das globale Eisvolumen als auch die Karbonatschalenproduktion und damit den globalen CO₂-Kreislauf (Hays et al., 1976; Imbrie et al. 1989; 1993).

Während das heutige Klima durch eine bipolare Vereisung charakterisiert ist und Eisschilde in südlicher und nördlicher Hemisphäre lokalisiert sind, ist während langer Zeitabschnitte des Tertiärs eine Eiskappe nur im Bereich der Antarktis vorhanden. Erst im Verlauf des Neogens etablieren sich sukzessive in den marinen Bereichen der Nordhemisphäre glaziale Bedingungen und mehrere Eisschilde auf den umgebenden Kontinenten. Diese graduelle Abkühlung der nördlichen Hemisphäre in den letzten ca. 11 Millionen Jahren (Mio. J.) dokumentiert sich zunächst nur temporär im akzessorischen Eintrag eistransportierten Materiales (IRD) (Schaeffer & Spiegler, 1986; Kørstgård & Nielsen, 1989; Jansen et al., 1990; Wolf & Thiede, 1991) und kulminiert dann mit dem ersten Hauptereignis bei ca. 2,75 Millionen Jahren vor heute (Ma) bzw. bei 2,6 Ma mit dem Haupteintrag von IRD in die Sedimente des Europäischen Nordmeeres (Jansen et al., 1989; Henrich et al., 1989b; Bohrmann et al., 1990) bzw. zeittransgressiv in die Sedimente des offenen Nordatlantiks (Shackleton et al., 1984; Ruddiman et al., 1986a; Raymo et al., 1989).

Neben den IRD-Datensätzen ist die Vereisung der Nordhemisphäre auch in den geochemischen Befunden belegt. Schon zwischen 3,4 Ma bis 3,1 Ma weisen zahlreiche Sauerstoffisotopenkurven von Plankton und Benthos aus dem Nordatlantik übereinstimmend auf das allmähliche Einsetzen der großdimensionierten Nordhemisphärenvereisung hin (Shackleton et al. 1984; Keigwin, 1986; Jansen et al., 1988; Tiedemann, 1991). Der erste Höhepunkt im polaren Eisaufbau zeigt sich anhand dieser Daten entsprechend den IRD-Datensätzen vor etwa 2,6 Ma und erreicht in dieser Zeit schon kurzfristig glaziale Amplituden mit fast spätquartärem Charakter. Für den Zeitraum bis vor ca. 2,6 Ma läßt sich mit Hilfe der $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen eine Eisbedeckung mit einer Größe von max. 25%-50% des pleistozänen Eisschildes rekonstruieren (Raymo et al., 1989). Neben einer Abschätzung des Eisvolumens ermöglichen die $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen des Planktons Rekonstruktionen der Temperatur- und Salinitätsprofile der Oberflächenwassermassen (Ruddiman et al., 1986a; Aksu et al., 1989). Jansen et al. (1988, 1989) zeigen, daß das Europäische Nordmeer im Zeitraum von ca. 2,75 Ma bis 1,0 Ma durch eine andauernde Salinitätsreduktion im Oberflächenwasser charakterisiert ist und daß starke Temperaturkontraste zum angrenzenden Nordatlantik bestanden haben. Für diesen Zeitraum muß demzufolge eine eher zonale Zirkulation im Nordatlantik angenommen werden, welche nur selten das Europäische Nordmeer mit warmen atlantischen Wassermassen versorgt. Die Rekonstruktion dieser seltenen "atlantischen"

Ereignisse sowie deren Auswirkungen auf die planktische Foraminiferenvergesellschaftung sind Hauptziele dieser Arbeit.

Der zeitliche Rahmen der Untersuchungen definiert sich durch das 2,75 Ma (2,6 Ma)-Ereignis mit der Intensivierung des IRD-Eintrages und einem zweiten Hauptereignis, der "Mittelpleistozänen Revolution" (MPR) bei ca. 1,0 Ma, in der klimatischen Entwicklung der nördlichen Hemisphäre, welches in einer Reihe von Untersuchungen schon detailliert beschrieben worden ist (Shackleton & Hall, 1984; Henrich et al., 1989b; Berger & Jansen, 1994; Henrich & Baumann, 1994). Dieses Ereignis markiert eine weitere Vergrößerung der kontinentalen Eisschilde der nördlichen Hemisphäre, die sowohl in einer Amplituden- als auch in einer Frequenzverstärkung der Karbonat- und der Isotopenkurven belegt ist (Berger & Jansen, 1994; Henrich & Baumann, 1994). Über das Zeitintervall 1 Ma bis heute existieren aus dem Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer umfangreiche Datensätze (Henrich et al., 1989b; Aksu et al. 1989 und Aksu & Hillaire-Marcel, 1989), da auf Grund der hohen Anteile an planktischen und benthischen Foraminiferen hochauflösende Isotopenstratigraphien erarbeitet werden können, die die zeitliche Auflösung der Sedimentsequenzen ermöglichen. Die Glazial-/Interglazial-Schwankungen dieses Zeitraumes sind im nördlichen Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer sehr gut dokumentiert; sowohl die Faunen- und Florenvergesellschaftungen als auch die Karbonat- und stabilen Isotopenkurven zeigen durch extreme Schwankungen einen auf Orbitalparameter zurückzuführenden periodischen Klimawechsel. Doch die Frage, wie diese deutlich in den Karbonatkurven belegte Phase in der Vergangenheit, also im Zeitraum zwischen 3,2 Ma und 1,0 Ma mit nur geringen Karbonatgehalten im Europäischen Nordmeer, eingeleitet wird, ist noch weitgehend unbeantwortet geblieben.

1.1 Der globale CO₂-Kreislauf und seine klimatischen Auswirkungen

Die jungquartäre paläozoo- und paläoceanographische Entwicklung der Nordhemisphäre wird deutlich sichtbar, wenn man die Studien zum CO₂-Gehalt in diversen Eiskernen betrachtet. Die Untersuchungen zum CO₂-Gehalt in Eiskernen (Neftel et al., 1982; Barnola et al., 1987) der Antarktis und der Arktis belegen glazial/interglaziale Schwankungen im Quartär. Während die vorindustriellen CO₂-Gehalte (Mitte des 18. Jahrhunderts) zwischen 260 ppm und 280 ppm lagen, liegt der heutige CO₂-Gehalt bei ca. 340 ppm und der des letzten Glazials mit zwischen 190 ppm und 200 ppm wesentlich niedriger (Neftel et al., 1982; Barnola et al., 1983, 1987, 1995). Die Schlußfolgerungen aus diesen Befunden und die sehr aktuelle Diskussion des Treibhauseffektes in Folge der anthropogenen CO₂-Einträge in die Atmosphäre (Lorius et al., 1990; Siegenthaler & Sarmiento, 1993; Hudson et al., 1994; Kwon & Schnoor, 1994) belegen die Bedeutung der Wechselwirkungen zwischen dem Klima und der Ozeanographie. Da der Ozean die bedeutendste "Senke" für die heutigen anthropogenen CO₂-Emissionen bildet und etwa 60 mal mehr CO₂ aufnehmen kann als die Atmosphäre, kommt den Weltmeeren im

globalen Rahmen eine besonders große Bedeutung im Kohlenstoffkreislauf zu. Die "natürliche" Schwankung der CO_2 -Gehalte in Glazial-/Interglazial-Zeitspannen und damit ein ebenso "natürlicher" Treibhauseffekt während der Interglaziale stellt den Kohlenstoffkreislauf und die biogene Karbonatproduktion in den Mittelpunkt der paläozeanographisch-klimatologischen Studien.

Die Parallelität von CO_2 -Fluktuationen und Meeresspiegeländerungen belegt, daß Klima und Meeresspiegelstände zwar von den Orbitalparametern abhängen, sich aber auch gegenseitig über den CO_2 -Gehalt beeinflussen (Maasch & Saltzman, 1990; Birchfield & Ghil, 1993). Eine Umstruktuiierung des relativen Flächenverhältnisses von Meer zu Kontinent verändert über die Albedo die atmosphärische Zirkulation und damit den globalen Wärmehaushalt, wobei kontinentale Exposition während regressiver Glazialzeiten durch verstärkten Nährstoffeintrag die Produktivität der Ozeane erhöht.

Die Wechselwirkungen zwischen dem CO_2 -Gehalt der Atmosphäre und dem globalen Klima waren und sind Thema einer vielfältigen und zum Teil auch kontroversen Diskussion, wobei die bedeutendsten Modelle die Nährstoffverteilung im Ozean als Ursache für die Glazial-/Interglazialschwankungen angeben (Broecker, 1982; Boyle, 1988; Broecker & Denton, 1989; Keir, 1990).

Eine effizientere "biologische Pumpe", der Bindung von CO_2 in organischem Material, ermöglicht hauptsächlich in den küstennahen Auftriebsgebieten und den äquatorialen Hochproduktionszonen im Glazial durch verstärkten Nährstoffeintrag und damit verknüpfter Produktivität den CO_2 -Transfer von den mit der Atmosphäre im Gleichgewicht stehenden Oberflächenwassermassen in die Tiefenwassermassen hinein, wo sie dem Gasaustausch mit der Atmosphäre langfristig entzogen bleiben (Broecker, 1982; Keir, 1990). Diesem Modell, das nur auf Meeresspiegelschwankungen beruht, setzt Boyle (1988) entgegen, daß im Nordatlantik der Kohlenstoffisotopkontrast, der eine Nährstofffestlegung in den Sedimenten belegen müßte, i.d.R. zeitlich der Meeresspiegeländerung vorrausläuft. Zudem veranschaulichen Cd/Ca-Verteilungen und $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenverhältnisse in benthischen Foraminiferenschalen aus unterschiedlichen Wasserstockwerken eine Abreicherung der nordatlantischen glazialen Zwischenwassermassen an Nährstoffen und eine Anreicherung derselben in den Tiefenwassermassen (Boyle & Keigwin, 1986, 1987). Die Ursache dieser glazialen Konstellation liegt in der Produktion intermediärer nährstoffarmer Wassermassen im Europäischen Nordmeer begründet. In Erweiterung bzw. in Relativierung des o.g. "Broecker-Modelles" postuliert Boyle (1988) ein Modell der chemischen Umverteilung der Nährstoffe und des metabolischen Kohlendioxids zwischen den Wassermassenstockwerken in den Glazialen auf der Basis der sich in glazial/interglazialen Zeitspannen verändernden Tiefenwasserbildung. Eine Nichterneuerung der Tiefenwassermassen bzw. eine Reduzierung der Tiefenwasserbildung, einhergehend mit einer Nährstoffanreicherung in diesem

Wassermassenstockwerk, führt zu einer langfristigen Alkalitätserhöhung in den Oberflächenwassermassen, welche wiederum den atmosphärischen CO_2 -Gehalt erniedrigt. $\delta^{13}\text{C}$ -Untersuchungen an Gehäusen benthischer Foraminiferen im Nordatlantik (Sarnthein et al., 1994) sowie Karbonaterhaltungsstudien im Europäischen Nordmeer (Henrich, 1992) haben demgegenüber gezeigt, daß eine Tiefenwassererneuerung im nördlichen Nordatlantik sogar in den Glazialen nachzuweisen ist. Die Meinungsgegensätzlichkeit im Problemkreis "Tiefenwasserbildung im Glazial" soll in dieser Untersuchung mit einem kombinierten Arbeitsansatz, der die Rekonstruktion der Karbonatproduktion in den Oberflächenwassermassen und die Karbonatlösung in den Tiefenwassermassen umfaßt, nachgegangen und aufgelöst werden.

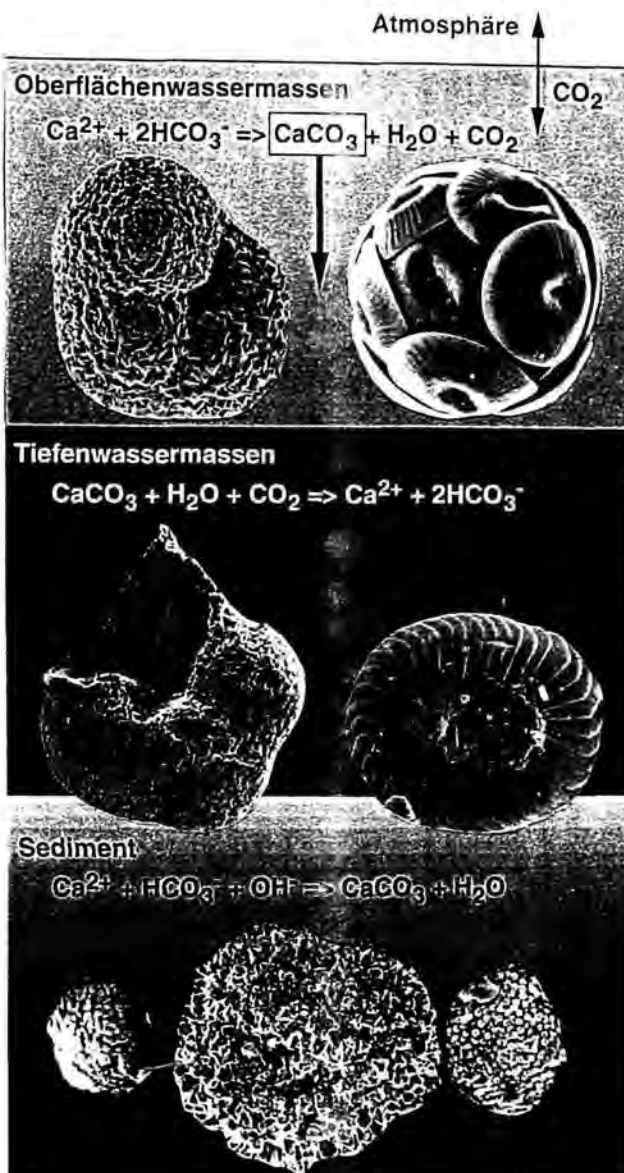


Abb.1: Schematische Darstellung der auf die Zusammensetzung des kalkschaligen Planktons im Sediment einflußnehmenden Faktoren (**Karbonatproduktion** in den Oberflächenwassermassen, **Karbonatlösung** in den Tiefenwassermassen sowie **diagenetische Veränderungen** (Sulfatreduktion mit Pyritframboidbildung) im Sediment).

Während die "biologische Pumpe" und vergleichbare Theorien die CO₂-Abnahme im Glazial erklärt, ist die "Karbonatpumpe", die intensive Produktion karbonatschaliger Organismen in den Interglazialen, verantwortlich für eine interglaziale Zunahme des atmosphärischen CO₂-Gehaltes. Wenn viele karbonatschalige Organismen (planktische Foraminiferen, Coccolithophoriden, Pteropoden) in den Oberflächenwassermassen gebildet werden, wird viel CO₂ freigesetzt (Abb.1).

Verschiebungen innerhalb des Karbonatgleichgewichtes werden also zum einen durch Veränderungen im organischen Kohlenstoffkreislauf und zum anderen durch Verschiebungen im Karbonatbudget bestimmt. Im Mittelpunkt der hier vorliegenden Untersuchungen steht in erster Linie der Karbonathaushalt, der hinsichtlich der Karbonatschalenproduktion in den Oberflächenwassermassen, der Karbonatlösung in den Tiefenwassermassen sowie möglicher diagenetischer Veränderungen im Sediment untersucht werden soll (Abb.1).

Im folgenden sollen die rezente Oberflächen- und die Tiefenwasserzirkulation des Europäischen Nordmeeres und des Nordatlantiks näher beschrieben, die Problemkreise, die sich aus deren spezifischer Konstellation in den letzten 3,2 Mio. J. ergeben, umrissen und die Arbeitsansätze innerhalb dieser Untersuchung zur Lösung der Problemkreise vorgestellt werden.

1.2 Oberflächenwasserzirkulation im Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer

1.2.1 Das rezente Oberflächenwasserströmungssystem

Die Unterteilung des Arbeitsgebietes "Europäisches Nordmeer und nördlicher Nordatlantik" in submarine Schwellen (aseismische- und seismische Rücken sowie kontinentale Plateaus) und Beckenareale gibt der heutigen ozeanographischen Konstellation des Europäischen Nordmeeres und des Nordatlantiks ein sehr komplexes Aussehen (Abb.2).

Aufgrund dieses bathymetrischen Musters unterteilen sich die Wassermassen auch in zahlreiche Oberflächenströme, die in Temperatur und Salinität stark variieren (Abb.3). Die Unterschiede zwischen den Oberflächenwassermassen im Europäischen Nordmeer belegen sich in ebenso differenzierten planktischen Organismenvergesellschaftungen in den Oberflächensedimenten und in der Wassersäule (Baumann, 1990; Samtleben & Bickert, 1991; Kohly, 1994; Schröder-Ritzrau, 1994; Andruleit, 1995).

Das rezente Oberflächenströmungsmuster in der Untersuchungsregion ist durch eine meridionale Zirkulation vom Nordatlantik in das Europäische Nordmeer hinein charakterisiert (Krauss, 1986), wobei diese thermohaline Zirkulation des Nordatlantiks u.a. durch den Ausfluß salzreicher Wassermassen aus dem Mittelmeer angetrieben wird, die eingespeist in die Nordatlantikdrift zu dichten salinen Oberflächenwassermassen im Europäischen Nordmeer und der Labradorsee beitragen (Reid, 1994). Über die Nordatlantikdrift fließen die relativ warmen

(6°C-10°C) salzreichen (35,2 ‰) Wassermassen des Norwegenstromes in das Europäische Nordmeer und halten die Norwegensee eisfrei (Swift, 1986). Ein zweiter Ast der Nordatlantikdrift transportiert in einem zyklonalen Wirbel südlich von Island atlantische Oberflächenwassermassen über den Irmingerstrom nach Nordwesten bis in die Labradorsee hinein (Abb.3).

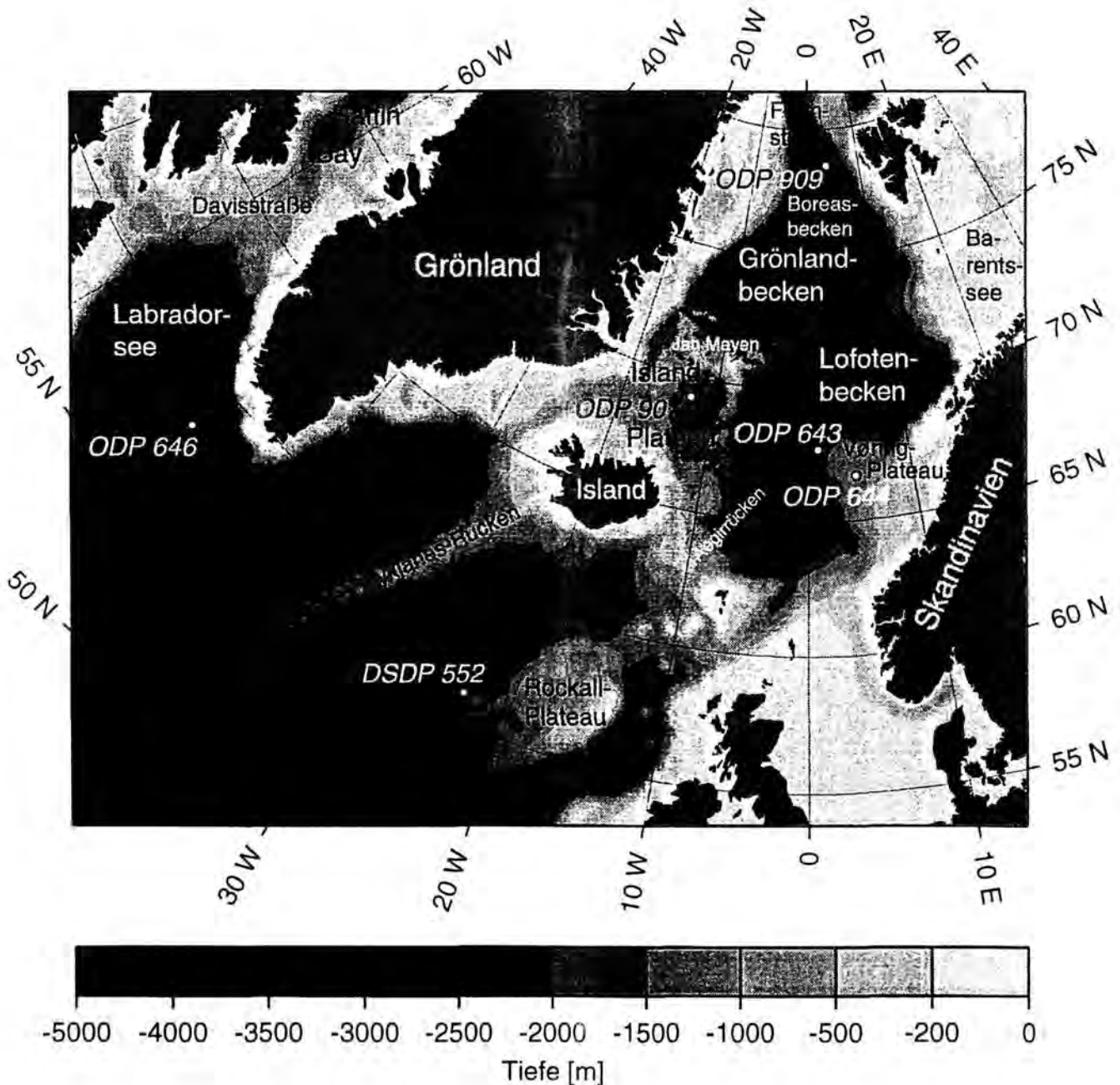


Abb.2: Bathymetrische Karte des Nordatlantiks und des Europäischen Nordmeeres mit den Positionen der untersuchten DSDP/ODP-Kerne.

Als nördlichster Ausläufer der in das Europäische Nordmeer einfließenden atlantischen Wassermassen reicht der Westspitsbergenstrom bis in die arktisch dominierten Bereiche der Framstraße, wo durch das Zusammentreffen mit den kalten, weniger salinen arktischen Oberflächenwassermassen ein Abkühlprozeß einsetzt und sich diese Wassermassen unter das arktische Oberflächenwasser einschichten (Johannessen, 1986). Im Bereich der Framstraße gibt es heute von Osten nach Westen extreme Temperaturgradienten (Mitchelson-Jacob, 1993); während im Westen der arktische Ostgrönlandstrom wirksam ist, hält im Osten der Westspitsbergenstrom die Region über weite Teile des Jahres eisfrei.



Abb.3: Bathymetrische Karte des nördlichen Nordatlantiks und des Europäischen Nordmeeres mit dem rezenten Oberflächenwasserströmungssystem.

Umgekehrt zum warmen nordwärtigen Einstrom auf der Ostseite des Europäischen Nordmeeres fließen auf der Westseite unter Ausbildung zweier Kältepole im Westen und Norden mit einer Eiskappe über Grönland sowie einer Meereisdecke über dem Arktischen

Ozean entlang dem Grönländischen Kontinentalrand die kalten ($<0^{\circ}\text{C}$), relativ salzarmen (30 ‰–34 ‰), episodisch eisbedeckten Oberflächenwassermassen des Ostgrönlandstromes südwärts durch die Dänemarkstraße in den Nordatlantik (Abb.3).

Die Gegensätzlichkeit polarer, niedrig saliner Verhältnisse in der Grönlandsee und warmer Verhältnisse in der Norwegensee verursacht scharfumrissene Frontensysteme im Zentrum des Europäischen Nordmeeres. Die resultierenden zyklonalen Verwirbelungen der Oberflächenwassermassen werden durch die zwei Hauptstromsysteme im Westen und Osten gespeist (Swift & Aagaard, 1981). Das sogenannte arktische Oberflächenwasser der arktischen Domäne (Swift & Aagaard, 1981) ist durch zwei große zyklonale Wirbel (Jan Mayen-Strom und Ostisland-Strom) charakterisiert und liegt sowohl in Salinität als auch in der Temperatur auf einer Mischungslinie zwischen den Oberflächenwassermassen des Norwegenstromes und des Ostgrönlandstromes (Johannessen, 1986). Innerhalb der arktischen Domäne zeichnet sich die Grönlandsee aber eher durch die salzreichen Wassermassen der atlantischen Domäne aus und ist demzufolge auch Hauptproduktionsstätte für "frisches" Tiefenwasser.

Der Ostgrönlandstrom biegt an der Südspitze von Grönland nach Nordwesten um und bildet hier unter Zusammenschluß mit dem Irmingerstrom den Westgrönlandstrom aus, der hinsichtlich seiner Salinität und Temperatur auf einer Mischungslinie zwischen dem arktischen (2°C ; 31 ‰–34 ‰) und dem atlantischen Oberflächenwasser (4°C – 6°C ; 35 ‰) liegt (Fairbridge, 1966; Lazier, 1973; Reid, 1994) und über die Labradorsee und die Davisstraße bis in die Baffin Bay reicht.

Neueste Modellierungen der Strömungsmuster im Europäischen Nordmeer von Haupt et al. (1995) machen deren sensitive Abhängigkeit von geringfügigen Temperatur- und Salzgehaltsänderungen deutlich. Geringe Veränderungen der Eiskantenlage können demzufolge innerhalb der Modelle den Ostgrönlandstrom an- und abschalten (Haupt et al., 1995) und damit die gesamte thermohaline meridionale Zirkulation unterbrechen.

1.2.2 Zielsetzung: Die Rekonstruktion der Oberflächenströmung im Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer in den letzten 3,2 Mio. J.

Die extreme Sensitivität und Variabilität des rezenten Oberflächenstromsystems sollte sich in den entsprechenden mikropaläontologischen und geochemischen Befunden in den Sedimenten mit zunehmender Kerntiefe deutlich widerspiegeln. Im Wirkungsbereich des kalten Ostgrönlandstromes, dem rezenten Analogon polarer Bedingungen der Vergangenheit, sind heute nur saisonal Anteile karbonatschaligen Planktons nachzuweisen, während die Norwegenstromkonstellation des heutigen Interglazials mit hoher Karbonatschalenproduktion als Beispiel für die vergangenen Interglaziale angenommen werden kann (z.B. Baumann, 1990). Demzufolge kann die Untersuchung des karbonatschaligen Planktons in den Sedimenten Hinweise auf die Charakteristik der Oberflächenwassermassen der Vergangenheit geben. Das

DFG-Projekt "Pliozän-quartäre Karbonatflüsse im Nordatlantik" hat sich demzufolge u.a. zum Ziel gesetzt, die Veränderlichkeiten im Grenzbereich der atlantisch-arktischen Wassermassen hinsichtlich der Karbonatschalenproduktion hochauflösend zu erfassen. Dabei soll der biogene Karbonatgehalt als Indiz für den Einfluß der relativ warmen atlantischen Wassermassen auf die arktischen Bereiche und deren Intensität herangezogen werden.

Planktische Foraminiferen, ein Basisbestandteil der marinen Ökosysteme, reagieren äußerst sensibel auf Veränderungen ihrer ökologischen Nischen. Veränderungen der ozeanographischen Konstellation (z.B. Glazial-/Interglazialschwankungen) sind in Umorganisationen der Artengemeinschaften und in den stabilen Sauerstoff/Kohlenstoff-Isotopenverhältnissen des kalzitischen Schalenmaterials der Foraminiferen belegt. Diese methodischen Ansätze lieferten in der Vergangenheit umfangreiche Datensätze zur Rekonstruktion der Paläozeanographie des Europäischen Nordmeeres (Vogelsang, 1990; Bauch, 1993 und Henrich & Baumann, 1994).

Pelagische Faunen- und Florenelemente in Sedimenten des Nordatlantiks sind für Rekonstruktionen der Oberflächenwassermassenzirkulation und der paläoklimatischen Entwicklung sehr häufig benutzt worden. Viele der Untersuchungen beschäftigen sich allerdings mit den jungquartären Gemeinschaften (Kellogg et al., 1978; Kellogg, 1980; Haake & Pflaumann, 1989; Baumann, 1990; Bauch, 1993) und in nur relativ wenigen ist der Übergang zur plio-pleistozänen Vereisung hochauflösend erfaßt (Henrich & Baumann, 1994). Die Gradienten und Ausstrichbreiten der atlantischen und arktischen Wassermassen sollen daher mit Hilfe von Quantifizierungen des pelagischen Karbonatflusses für den Zeitraum der letzten 3,2 Mio. J. rekonstruiert werden. Die Klimageschichte der nördlichen Hemisphäre in den letzten 3,2 Mio. J. unterliegt großen Schwankungen. Glazial-dominierte Zeiten wechseln in relativ kurzer Zeit mit warmen Phasen, was dem karbonatischen Plankton eine starke Anpassungsfähigkeit abverlangt. Die beiden wichtigsten karbonatischen Planktongruppen, planktische Foraminiferen und Coccolithophoriden, halten dabei nicht nur in ihrer Vergesellschaftung, sondern auch in ihrer intraspezifischen morphologischen Ausbildung, Antworten zur klimatischen Entwicklungshistorie bereit. Einhergehend mit den grundlegenden Ozeanographieänderungen zwischen Mesozoikum und Känozoikum finden z.B. deutliche Umbesetzungen der ökologischen Nischen sowohl im Plankton als auch im Benthos statt (Hallock et al., 1991; Ottens & Nederbragt, 1992), die somit in ihrer Quantität ein Maß für die Veränderungen sind. Die Anpassung des Planktons zeigt sich hierbei nicht nur in der Artbildung (Wei & Kennett, 1986; Lazarus et al., 1995), sondern auch in intraspezifischen morphofunktionellen Veränderungen (Biolzi, 1991; Wei, 1994a), so daß biometrisch/morphometrischen Variationen einer Art quasi paläozeanographische Bedeutung zukommt.

Neogloboquadrina pachyderma, die in dieser Untersuchung hauptsächlich betrachtet werden soll, ist die wohl wichtigste polare Planktonart (Bé, 1977; Hemleben et al., 1989). Die obermiozäne bis rezente Art ist seit ihrer Entdeckung für paläozooanographische Interpretationen (Bandy, 1959, 1969; Ericson, 1959) Gegenstand von zahlreichen paläozooanographischen Untersuchungen in den höheren Breiten. Keine andere planktische Foraminifere zeigt so viele biometrisch/morphometrische Variationen in Abhängigkeit von wechselnden Umweltbedingungen. Die Untersuchung gerade dieser Veränderungen war Gegenstand von zahlreichen paläozooanographischen und taxonomischen Arbeiten (Kennett, 1968a; Bandy, 1972; Srinivasan & Kennett, 1974; Olsson, 1974; Keller, 1978; Kennett & Srinivasan, 1983; Yeh et al., 1989; Healy-Williams, 1992). Die morphologische Anpassungsfähigkeit dieser Art soll in dieser Studie über den spätpliozänen und quartären Zeitraum untersucht werden und helfen, die ultrastrukturellen Eigenarten von *N. pachyderma* und ihrer fossilen Verwandten, *Neogloboquadrina atlantica*, besser einschätzen sowie die morphofunktionellen Veränderungen auf wechselnde Umweltbedingungen interpretieren zu können. Neben den biometrisch/morphometrischen Eigenarten der planktischen Foraminiferengattung *Neogloboquadrina* sollen im Diskussionsteil die biometrischen Datensätze der Kaltwasserart *Coccolithus pelagicus* innerhalb des kalkigen Nannoplanktons betrachtet (vgl. mit Baumann & Meggers, im Druck) und paläozooanographisch interpretiert werden.

1.3 Glazial/Interglaziale Tiefenwasserzirkulation im Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer: Modelle und klimarelevante Auswirkungen auf das CO₂-Budget

1.3.1 Das rezente Tiefenwasserströmungssystem

Die heutige Tiefenwassermassenneubildung ist verbunden mit dem hohen Temperaturgradienten zwischen hohen und niederen Breiten und der Seeisbildung in den polnahen Regionen, die zur erhöhten Dichte der Wassermassen und zu Absinkprozessen der Oberflächenwassermassen führt.

Die Erneuerung bzw. Neubildung von Tiefenwassermassen in winterlichen Advektionsprozessen findet u.a. in der Grönlandsee statt (Carmack & Aagaard, 1973; Mantyla & Reid, 1983; Quadfasel & Meincke, 1987; McCartney, 1992), insbesondere in dem grönländischen Wirbelsystem (Rudels, 1990; Robitaille et al., 1995). Die Bildung neuer Tiefenwassermassen unterliegt sehr kurzfristigen Schwankungen. Schlosser et al. (1991) weisen anhand von Tracer-Versuchen für den Zeitraum zwischen 1978 und 1982 eine Reduktion der Tiefenwasserbildung nach, die großen Einfluß auf die über den Grönland-Schottland-Rücken fließenden Tiefenwassermassen hat.

Im allgemeinen muß in der Untersuchungsregion "Europäisches Nordmeer und Nordatlantik" zwischen den Tiefenwassermassen des Nordatlantiks und denen des

Europäischen Nordmeeres differenziert werden. Der Grönland-Schottland-Rücken bildet hierbei die Grenze zwischen beiden Tiefenwasserdomänen. Nur über die tiefsten Bereiche des Island/Schottland-Rückens und über die Dänemarkstraße gelangen die dichten, sauerstoffreichen Tiefenwassermassen des Europäischen Nordmeeres in den Nordatlantik und von dort weiter in die Weltozeane (Swift et al., 1980; Mantyla & Reid, 1983).

Die Tiefenwassermassen der Norwegisch-Grönländischen See und die weniger salzreichen Wassermassen der Labradorsee bilden gemeinsam die Hauptkomponente des nordatlantischen Tiefenwassers (NADW). Dieses verteilt sich über den gesamten atlantischen Ozean und wird in den indo-pazifischen Ozean importiert, wo sich der globale thermohaline Wassermassenkreislauf wieder schließt und nordpazifisches Oberflächenwasser ästuarin exportiert wird. Auf diesem Wege unterliegt die Wassermassencharakteristik graduellen Alterationsprozessen durch regionale Vermischungsprozesse (Gordon, 1986).

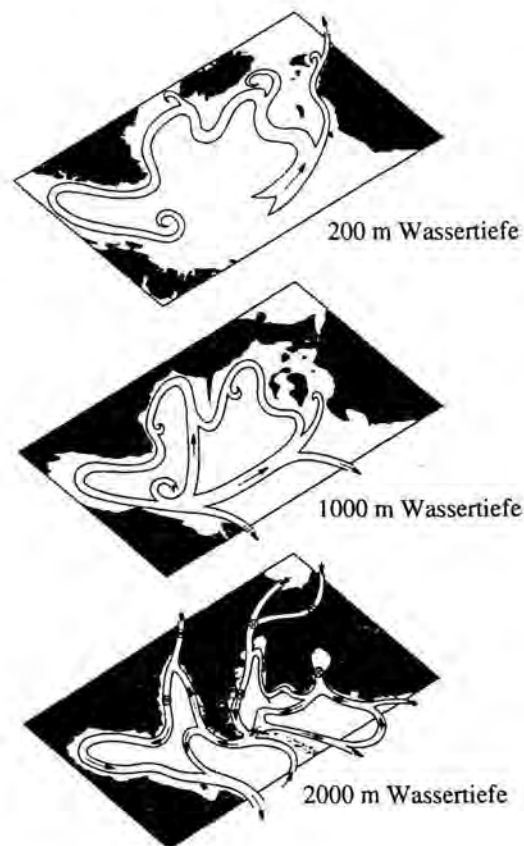


Abb.4: Skizze der drei Wassermassenstockwerke im nördlichen Nordatlantik und deren prinzipiellen Zirkulationsmuster (aus McCartney, 1992).

Neben dem Grönlandsee-Tiefenwasser (GSDW) spielt auch das Norwegensee-Tiefenwasser (NSDW) eine Rolle im nordatlantischen Tiefenwasserbudget. Zu den im Europäischen Nordmeer gebildeten Tiefenwassermassen wird i.d.R. arktisches Tiefenwasser (AODW) in antizyklonalen Wirbeln zugemischt, welches als salzreiche Tiefenwassermasse über einen Randstrom im Bereich des Ostgrönlandschelfes durch die Framstraße in das Europäische Nordmeer hineintransportiert wird (Aagaard et al., 1985; Swift & Koltermann, 1988; Schlosser et al., 1991).

Die Tiefenwassermassen des Europäischen Nordmeeres erreichen über die Dänemarkstraße als Dänemarkstraßen-"Overflow"-Wasser (DSOW) und über den Island/Schottlandrücken als Island/Schottland-"Overflow"-Wasser (ISOW) den Nordatlantik, wo sie sich graduell durchmischen und letztendlich gemeinsam mit dem Labradorseewasser (LSW) das NADW bilden (Swift, 1984) (Abb.4). Das LSW wird insbesondere in der westlichen Labradorsee durch winterliche Tiefenkonvektion in einem zyklonalen Wirbel gebildet (Clarke & Gascard, 1983). Der Weg und die stufenweise Durchmischung der nordatlantischen Tiefenwassermassen verlaufen insgesamt in westlicher Richtung. Das ISOW bildet zunächst das Nordostatlantische Tiefenwasser (NEADW), welches entsprechend der Morphologie, der Corioliskraft und der thermohalinen Gradienten im Tiefenwassermassenstockwerk um das Rockall-Plateau herumfließt, um sich nach der Passage durch den Mittelozeanischen Rücken im Bereich der Charly Gibbs-Bruchzone mit dem DSOW zum Nordwestatlantischen Bodenwasser (NWABW) zu vereinigen (Abb.4). Im Bereich der Labradorsee kommt es dann zur endgültigen Bildung des NADW durch die Vermischung von NWABW und LSW.

1.3.2 Zielsetzung: Die Rekonstruktion der Tiefenwasserzirkulation im Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer in den letzten 3,2 Mio. J.

Die Mikropaläontologie ist im starken Maße von dem Erhaltungspotential der Fossilien abhängig. Eine sedimentologisch-mikropaläontologische Betrachtungsweise, die sich nur auf die überlieferten Karbonatschaler beschränkt, kann keine realistischen Sedimentationsraten errechnen (Berger & Soutar, 1970; Boyle & Edmond, 1977; Boltovskoy, 1994). Die primäre Vergesellschaftung der planktischen Foraminiferen wird durch die Oberflächenwassermassen bestimmt und sekundär durch die Einflußnahme der Bodenwassermassen verändert. Die dazwischen liegenden Wassermassen sind in Hinblick auf die Karbonatlösung durch zwei bedeutende Grenzen definiert. Während sich unterhalb der Karbonatkompensationstiefe (CCD) kein partikuläres Karbonat mehr im Wasserkörper befindet, ist am Level der Lysokline eine selektive Lösung fragiler, nicht lösungsstabiler Arten zu verzeichnen (Parker & Berger, 1971). Zwischen beiden Grenzflächen, dem Kompensationsraum, verschwinden sukzessive immer mehr planktische Foraminiferenarten aus dem Wasserkörper. Schon Bramlette (1961) hat

festgestellt, daß der Übergang von karbonatreichen Sedimenten zu karbonatarmen Sedimenten sehr abrupt auftritt. Die CCD definiert sich dabei in erster Linie durch die biologische Produktivität in den Oberflächenwassermassen (Karbonatschalenproduktion) und die Karbonatuntersättigung in den Tiefenwassermassen (Takahashi, 1975).

Weite Teile der Norwegensee liegen heute in Folge der Tiefenwasserneubildung deutlich oberhalb der CCD (Kellogg, 1975; Henrich, 1986). Diese Tatsache schlägt sich in einer durchweg relativ guten Karbonaterhaltung in den Oberflächensedimenten der Untersuchungsregion nieder (vgl. mit Henrich, 1992), nicht aber in dem gesamten spätpliozänen-quartären Untersuchungsabschnitt.

Paläozeanographisch-paläoklimatische Veränderungen haben nicht nur Einfluß auf die Oberflächenwassermassen, sondern auch große Auswirkungen auf die Durchlüftung der tiefen Ozeanbereiche. In einer größeren Zahl von geochemischen Untersuchungen wird gezeigt, daß während glazialer Abschnitte die Produktion von NADW als die bedeutendste Quelle für die Ventilation der tiefen Ozeanbecken geringer ist (u.a. Curry & Lohmann, 1983; Boyle & Keigwin, 1982) und der chemische Charakter des glazialen Tiefenwassers sich verändert (Mix & Fairbanks, 1985). Einhergehend mit drastischen Veränderungen der Oberflächenwasserzirkulation sind auch Modifikationen in der Tiefenwasserbildung. Die Etablierung eines wirksamen "conveyor belts" mit der Erneuerung von Tiefenwassermassen im interglazialen Nordatlantik und der Stoppung bzw. starken Einschränkung dieses Systemes im Glazial wird sogar als Schrittmacher der Klimaschwankungen in glazial/interglazialen Zeiträumen angesehen (Broecker & Denton, 1989), wobei als "Schaltmechanismus" die Produktion des NADW fungiert (Broecker & Denton, 1989; Stocker & Wright, 1991). Neuere Untersuchungen gehen demgegenüber davon aus, daß es eine phasenweise Tiefenwasserneubildung im nördlichen Nordatlantik auch in den Glazialzeiten gegeben hat (Henrich, 1992; Sarnthein et al., 1994).

Das Problem des Nachweises einer Stoppung, einer Einschränkung bzw. einer uneingeschränkten Fortsetzung der Tiefenwassererneuerung im Glazial ist noch nicht gelöst. Die meisten Untersuchungen beschränken sich auf den Bereich des Nordatlantiks (Boyle & Keigwin, 1982, 1987; Curry & Lohmann, 1983; Duplessy et al., 1991; Sarnthein et al., 1994). Arbeiten im Europäischen Nordmeer und in der Labradorsee ergeben im Untersuchungszeitraum 3,2 Ma bis heute auf Grund der phasenweisen Karbonatarmut mit den Standardmethoden der Messung der Cd/Ca-Verhältnisse und der $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenverhältnisse im Schalenmaterial benthischer Foraminiferen nicht genügend Hinweise über die Tiefenwassererneuerung. Das Arbeitskonzept dieser Untersuchung ist dementsprechend auf die Analyse der biogenen Karbonaterhaltung am Meeresboden ausgerichtet. Zeiten mit intensiver Tiefenwassererneuerung und guter Karbonaterhaltung der sedimentierten planktischen Foraminiferen sollen von Zeiten der Einschränkung der Tiefenadvektion, einem Anstieg des

pCO₂ in den Bodenwassermassen und schlechter Karbonaterhaltung unterschieden werden. Ferner soll untersucht werden, inwieweit geringe Karbonatgehalte im "Dunkeln" einer langfristig wirksamen Karbonatlösung liegen oder durch geringe Karbonatschalenproduktion in den Oberflächenwassermassen verursacht sind.

1.4 Probenlokationen im Europäischen Nordmeer und im Nordatlantik

Die in den Kap. 1.2 und 1.3 vorgestellten Problemkreise sollen an einer Reihe von ODP/DSDP-Kernen betrachtet werden (Tab.1) und mit den beschriebenen Arbeitskonzepten untersucht werden.

Tab.1: Die wichtigsten Kenndaten der untersuchten DSDP/ODP-Bohrungen

	Bohrung	Jahr	Position	Lokation	Wassertiefe
DSDP 81	552	1981	56°02,6'N	Rockall-	2301m
			23°13,9'W	Plateau	
ODP 104	643	1985	67°42,9'N	Vøring-	2753m
			01°02,0'W	Plateau	
ODP 104	644	1985	66°40,7'N	Vøring-	1227m
			04°34,6'W	Plateau	
ODP 105	646	1985	58°12,6'N	Labrador-	3451m
			48°22,1'W	see	
ODP 151	907	1993	69°15,0'N	Island-	1812m
			12°41,9'N	Plateau	
ODP 151	909A	1993	78°35,1'N	Fram-	2530m
			03°04,4'N	straße	
ODP 151	909C	1993	80°15,9'N	Fram-	2529m
			06°35,4'N	straße	

Der geographische Rahmen dieser Untersuchungen wird durch die bisher abgeteufte ODP/DSDP Kerne im nördlichen Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer vorgegeben und umfaßt im Nordatlantik die DSDP Bohrung 552 des auf dem Rockall-Plateau abgeteufte Legs 81 sowie die Bohrung 646, die 1985 im Rahmen des ODP Legs 105 in der nördlichen Labradorsee abgeteufte worden ist (Abb.2). Um die thermischen Gradienten der Oberflächenwassermassen zwischen dem Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer in den letzten 3,2 Mio. J. rekonstruieren zu können, sind die Bohrungen der ODP-Legs 104 auf dem Vøring-Plateau und 151 u.a. auf dem Island-Plateau und in der Framstraße in die Untersuchungen einbezogen (Abb.2). Dabei soll zum einen der S-N-Transekt zeigen, inwieweit atlantische Wassermassen vom Rockall-Plateau über das Vøring-Plateau bis in die Framstraße vordringen konnten. Zum anderen erlauben die Bohrung 644 als küstennahe Position auf dem Vøring-Plateau, die Bohrung 643 im Randbereich des Vøring-Plateaus und die Bohrung 907 auf dem Island-Plateau die Rekonstruktion der Ausstrichbreite der atlantischen Wassermassen

in einem E-W-Transekt des Europäischen Nordmeeres. Zusätzliche Informationen über die Wirksamkeit des kalten, periodisch eisbedeckten Ostgrönlandstromes auf der Westseite des Europäischen Nordmeeres und des subpolaren Westgrönlandstromes im nördlichen Nordatlantik erlaubt zudem die Bohrung 646 in der nördlichen Labradorsee.

Um die pliozänen-quartären Untersuchungen aktualistisch vergleichen zu können, wurde zudem ein Netz von Oberflächenproben aus dem Nordatlantik (Reykjanesrücken und Rockall-Plateau) und aus dem Europäischen Nordmeer (Aegirrücken, Boreasbecken, Framstraße, Grönlandbecken, Grönlandschelf und Vøring-Plateau) hinsichtlich der Karbonatlösung und der biometrisch/morphometrischen Ausprägung der "Schlüsselart" *N. pachyderma* untersucht (Tab.2).

Tab.2: Die wichtigsten Kenndaten der untersuchten Oberflächensedimentproben

Kern	Gerät	Nördl. Breite	Geog. Länge	Wasser-tiefe	Ausfahrt	Schiff
		(°) dez.	(°) dez.	(m)		
23359-2	GKG	65.53	-4.15	2821	M7	Meteor
23069-2	GKG	67.67	1.60	1894	M2	Meteor
23071-2	GKG	67.09	2.91	1306	M2	Meteor
23063-2	GKG	68.75	0.01	2302	M2	Meteor
21842-5	GKG	69.46	-16.52	983	ARK-VII/1	Polarstern
21906-1	GKG	76.84	-2.15	2990	ARK-VII/1	Polarstern
21902-3	GKG	77.43	-5.77	422	ARK-VII/1	Polarstern
21880-3	GKG	73.55	-9.08	333	ARK-VII/1	Polarstern
21914-5	GKG	73.97	-7.66	1783	ARK-VII/1	Polarstern
15054	GKG	77.73	1.03	3129	ARK-VI/2	Polarstern
21864-1	GKG	70.32	-8.65	458	ARK-VII/1	Polarstern
23455-2	GKG	76.87	8.41	2362	M21	Meteor
2200-2	GKG	85.33	-14.00	1074	ARK-VIII/3	Polarstern
23414-7	MUC	53.54	20.29	2201	M17	Meteor
23419-5	GKG	54.96	19.76	1487	M17	Meteor
SO 82-2	GKG	59.36	-31.09	1730	SO 82	Sonne
LO09-16	GKG	58.90	-30.37	1622	LO 09	Prof. Logachev

2. Methodik

Die Bearbeitung planktischer Foraminiferen umfaßt in der Regel die Untersuchung der Vergesellschaftung sowie die Analyse der stabilen Isotope des karbonatischen Gehäuses der Foraminiferen. Das Arbeitskonzept der vorliegenden Arbeit ist um biometrisch/morphometrische Untersuchungen erweitert worden. Da die planktischen Foraminiferenassoziationen im Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer über weite Zeiträume des Pliozäns und des Quartärs monospezifisch aufgebaut sind und durch die Arten *Neoglobobulimina pachyderma* und *Neoglobobulimina atlantica* bestimmt werden, konzentrieren sich die Untersuchungen auf diese Arten, zumal *N. pachyderma* in der jüngeren geologischen Überlieferung sowohl im Interglazial als auch im Glazial vorkommt.

Zusätzlich zu den von den Oberflächenwassermassen bestimmten Parametern der Karbonatschalenproduktion, der Vergesellschaftung sowie der morphologischen Charakteristik der o.g. "Schlüsselarten" sollen über Abschätzungen der Karbonaterhaltung an den gleichen Arten Informationen über den Chemismus des Bodenwassers gewonnen werden.

Die Untersuchungen dieser Arbeit begannen in Kiel bei GEOMAR und wurden in Bremen im Fachbereich Geowissenschaften zu Ende geführt. Demzufolge wurden auch im Zuge der Datenerhebung unterschiedliche Geräte (Rasterelektronenmikroskopie und Karbonatgehaltsbestimmung) verwandt. Mögliche Fehlerquellen bei der endgültigen Betrachtung der Datensätze sind dabei aber nicht entstanden, vielmehr beruhen alle Untersuchungen auf der Zusammenarbeit mit mehreren Arbeitsgruppen, die analoge Aufbereitungsmethoden verwandt haben.

2.1 Probenaufbereitung

Die Probensätze, die zum einen Teil selbst in den Kernlagern in Lamont, USA und in Bremen genommen wurden, zum anderen Teil aus der Zusammenarbeit mit den Arbeitsgruppen in Bergen, Norwegen, in St John's, Kanada, sowie aus Kiel stammen, wurden einer standardisierten Aufbereitung unterzogen (Abb.5), welche in erster Linie darauf abzielt, Lösungsprozesse im Labor zu minimieren. Zusätzlich zu den ODP-Proben wurde ein Probensatz von diversen Oberflächenproben aus dem Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer nach demselben Probenaufbereitungsschema bearbeitet.

Nach der Gefriertrocknung der Proben mit Hilfe eines FINN-AQUA (Lyovac GT2) Gerätes, wurde ein getrockneter und gewogener Probenteil über ein 63 µm-Sieb naß geschlämmt und in eine Grob- (>63 µm) und eine Feinfraktion (<63 µm) unterteilt. Die bei 40°C getrocknete Grobfraktion wurde im Trockentrennverfahren mit einem ATM-SONIC-Sifter in Subfraktionen (63-125 µm, 125-250 µm, 250-500 µm, 500-1000 µm sowie >1000 µm)

aufgesplittet, die nach einem weiteren Wägevorgang für die lichtmikroskopischen Untersuchungen genutzt werden konnten.

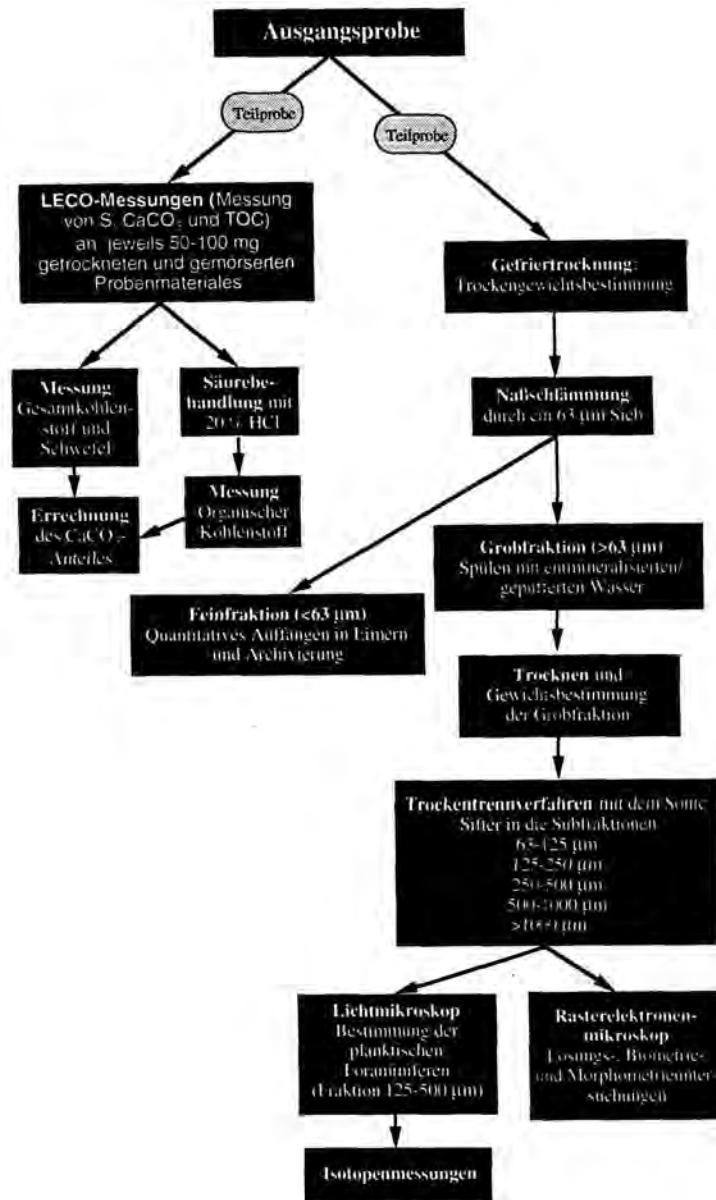


Abb.5: Schematisierte Darstellung der Probenaufbereitung.

Drei weitere Probenanteile der gefriergetrockneten Gesamtprobe dienen als Referenzprobe für das Probenarchiv, als Probe für die Coccolithophoridenuntersuchungen und als Probenanteil für weitere Untersuchungen zum Karbonat-, organischen Kohlenstoff- und Schwefel-Gehalt. Letztere Analysen wurden aus logistischen Gründen mit Hilfe eines LECO-CS-Analyse-Verfahrens (LECO CS 300) (CaCO₃, TOC, S) sowie mit einem Coulomat (COULOMAT 702 der Firma Ströhlein) (CaCO₃, TOC) durchgeführt. Doppelmessungen von Proben aus der

Bohrung 907 mit stark variierenden Karbonatgehalten belegen gute Korrelationen zwischen beiden Meßmethoden, so daß alle Ergebnisse in einen gemeinsamen Datensatz integriert werden konnten.

2.2 Grobfraktionsanalyse

Die lichtmikroskopischen Untersuchungen mit einem OLYMPUS-Binokular (bei max. 80 facher Vergrößerung) der Fraktion 125-500 µm dienten in erster Linie der Quantifizierung der verschiedenen planktischen Foraminiferenarten. Neben diesem Untersuchungsgegenstand wurden die benthischen Foraminiferen in ihrer Gesamtheit erfaßt sowie für die Gesamtuntersuchungen wichtige Partikel, wie Schreibkreidefragmente, Pyritframboide, Gipskristalle etc. für weitergehende Untersuchungen am Rasterelektronenmikroskop (REM) der Grobfraktion entnommen.

Die Quantifizierung der planktischen Foraminiferen wurde, wenn die Menge der vorhandenen Foraminiferen es erlaubt, an der gesamten Probe vorgenommen. Für Proben mit einem höheren Anteil planktischer Foraminiferen wurde mittels eines Mikrosplitters die Probe auf einen repräsentativen Anteil von mindestens 300 Individuen reduziert und ausgezählt. Die Auszählmengen der planktischen Foraminiferenarten und der benthischen Foraminiferen insgesamt wurden in Individuen/g Trockensediment (Ind./g) umgerechnet. Neben den intakten Gehäusen wurden auch Fragmente der Arten *Neogloboquadrina pachyderma* und *Neogloboquadrina atlantica* ausgezählt und ein Fragmentierungsindex pro Probe für diese Arten errechnet. Dabei sind nur Fragmente in die Berechnung einbezogen, die die 125 µm-Größe übersteigen, so daß ausgeschlossen werden kann, daß eventuell auftretender Bruch in Folge der Aufbereitung nicht mit in diese Berechnungen eingeht. Da die Fragmentezahl die Menge der tatsächlichen Foraminiferen in der Regel übersteigt (Tests in dieser Untersuchung haben ergeben, daß eine Foraminifere der Art *N. pachyderma* bei mechanischer Beanspruchung mit einer Präpariernadel in vier Teile, die der Globularkammeranzahl entsprechen, zerbricht), wurde die Fragmentanzahl durch 4 dividiert und zu der Gesamtmenge der intakten Arten addiert.

Eine Reihe von Arbeiten haben darauf hingewiesen, daß die Fraktion 125-500 µm als repräsentativ für die gesamte Grobfraktion angenommen werden kann (u.a. Kellogg, 1984; Henrich et al., 1989b). Dennoch ist diese Hypothese an einem ausgewählten Probensatz überprüft worden. Der Vergleich der Auszählraten der Fraktionen 63-125 µm und 125-500 µm einer Probenserie der Bohrung 646 in der nördlichen Labradorsee (Kernintervall zwischen 3,2 Ma und 1,0 Ma) zeigt, daß die benthischen- und planktischen Foraminiferenkurven mit ihren Minima und Maxima synchron verlaufen und Trends in der Foraminiferenverteilung jeweils deutlich herausfokussiert werden (Abb.6). Signifikante Unterschiede sind hingegen in den absoluten Gehalten zu verzeichnen, wobei insbesondere das Benthos und einige kleinwüchsige subpolare planktische Foraminiferenarten (*Turborotalia quinqueloba* und *Globigerinita uvula*) in

der feineren Kornfraktion überrepräsentiert sind. Andere subpolare Arten, wie *N. atlantica* und *Globigerina bulloides*, sind hingegen eher in den größeren Kornfraktionen vertreten und verlieren in der Gesamtbetrachtung aller Fraktionen ihre vorhandene paläozeanographische Signifikanz.

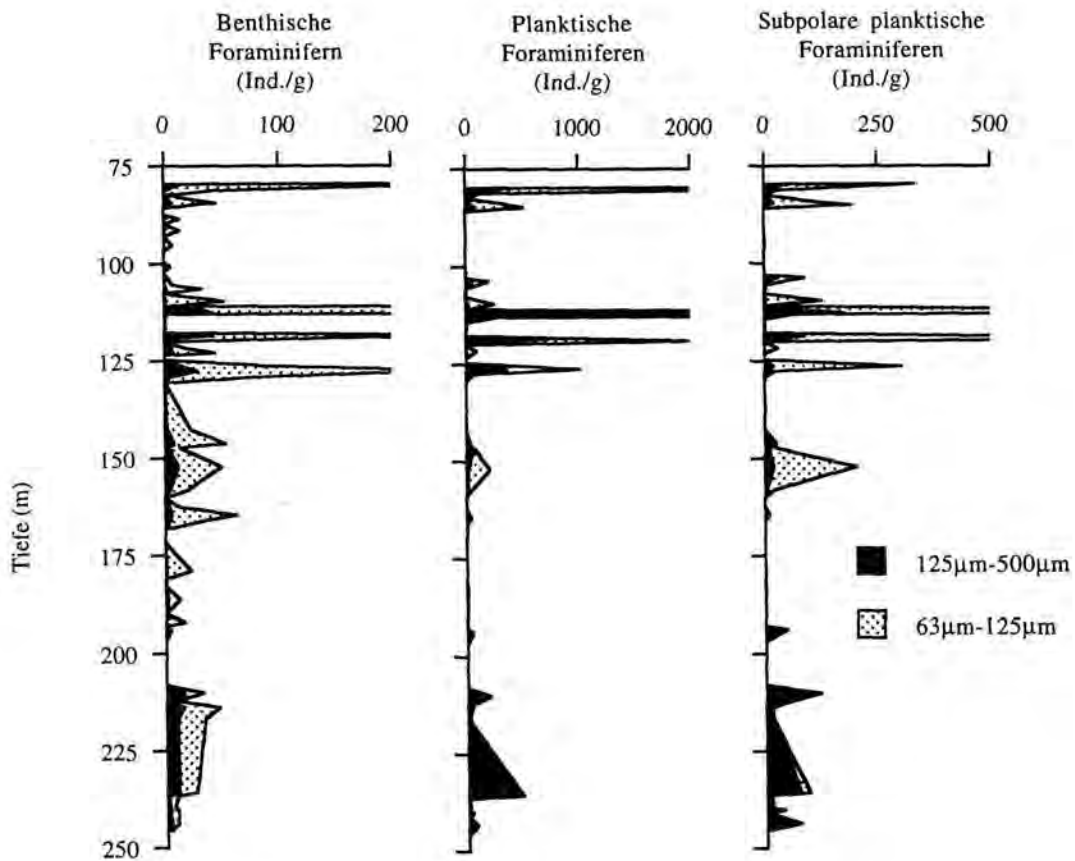


Abb.6: Vergleich der Auszählraten der Fraktionen 63 - 125 µm und 125 - 500 µm hinsichtlich der Gehalte der benthischen, der planktischen und der subpolaren Foraminiferen (Bohrung 646).

Das größte Problem bei der Betrachtung der Feinfraktion (63-125 µm) ist jedoch die Artfindung, da zum einen juvenile Organismen ohne artspezifische morphologische Merkmale auftreten und zum anderen die kleineren planktischen Foraminiferen stärker korrodiert sind. Beide Phänomene erhöhen die Anzahl der nicht bestimmaren Organismen (bis zu 20% der Gesamtforaminiferenzahl). Bei der Betrachtung der anderen Bohrungen wurde demgemäß die Fraktion 125-500 µm ausgezählt, womit auch der Vergleich der hier gewonnenen Datensätze mit anderen Bearbeitern gewährleistet bleibt (u.a. Aksu et al., 1989, 1992).

2.3 Rasterelektronenmikroskopie

Die Arbeiten am Rasterelektronenmikroskop (REM) CAMSCAN (GEOMAR, Kiel) und ZEISS DSM 940A (FB 5, Bremen) bedurften einer intensiven Probenvorbereitung am Binokular. Dabei wurden am Lichtmikroskop mit einer Präpariernadel bis zu 45 Foraminiferen der Art *N. pachyderma*/*N. atlantica* mit ihrer Spiralseite nach unten auf ein mit Kohlenstoff beschichtetes Haftpad auf einem REM-Objektträger aufgebracht. Das Probenmaterial wurde auf diesem Objektträger durch ein Besputterungsvorgang mit Gold mit einem EMITECH K550-Gerät leitfähig gemacht und dann am REM weiter ausgewertet. Probenmaterial, welches mit der REM-EDAX-Analytik untersucht werden sollte, wurde mit Kohlenstoff bedampft.

Neben den Indexarten für die REM-Untersuchungen wurden fragile Arten, unbestimmbare Fragmente sowie für die Lösungsstudien bedeutende authigene Partikel auf Objektträger aufgebracht und untersucht. Die Untersuchungen am REM umfassen die Bestimmung des Morphotypus der Foraminiferen, die Bestimmung der Lösungsindizes (siehe Kap.2.7) sowie die Vermessung des maximalen Gehäusedurchmessers der Foraminiferen mit Hilfe einer Vermessungseinheit.

Neben diesen Analysen wurden lichtmikroskopische Bestimmungen der planktischen Foraminiferen kontrolliert und gegebenenfalls die Auszählraten korrigiert. Auffällige authigene Bildungen auf den Gehäusen der planktischen Foraminiferen oder in der Grobfraktion wurden zusätzlich mit Hilfe der EDAX-Analytik auf ihren Chemismus untersucht.

2.4 Stabile Isotopenmessungen ($\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ -Analysen)

Stabile Isotopenuntersuchungen sind an den Sedimenten der Bohrung 646 durchgeführt worden. Diese Analysen wurden im ^{14}C -Labor der Universität Kiel mit Hilfe eines Massenspektrometers des Typs FINNIGAN MAT 251 vorgenommen. Neben den eigentlichen Untersuchungen der planktischen Foraminiferen wurden Probenvergleiche zwischen deutlich zementierten und unzementierten Foraminiferen der gleichen Probe angestellt.

Die Isotopenuntersuchungen wurden durch die niedrige Individuenzahl sowie die schlechte Erhaltung der Foraminiferen erschwert. Darüber hinaus hatten die REM-Lösungsstudien erste Priorität, so daß häufig nicht genügend Foraminiferen für Isotopenmessungen zur Verfügung standen. Trotzdem ist es gelungen, den Isotopendatensatz von Aksu & Hillaire-Marcel (1989) durch Messungen an *N. pachyderma* und *N. atlantica* zu erweitern, so daß paläozanographische Aussagen über den Zeitabschnitt von 3,2 Ma bis 1,0 Ma in der nördlichen Labradorsee möglich sind.

Insbesondere Feinfraktionskarbonat in und auf den Gehäusen der planktischen Foraminiferen machen einen Säuberungsvorgang der zu messenden Gehäuse notwendig. Die Proben (20 Individuen einer Größenklasse) wurden in Autoanalyser-Behälter eingefüllt und unter Methanolbedeckung mit einer Präpariernadel zerkleinert und in dem Becher 20 Sekunden

im Ultraschallbad behandelt. Überschüssiges und "verdrehtes" Methanol wurde abgegossen. Dieser Vorgang wurde mindestens dreimal wiederholt, bevor die Proben bei 40°C getrocknet wurden.

Die Reproduzierbarkeit der gemessenen Daten liegt für das $\delta^{18}\text{O}$ bei 0,07 ‰ und für das $\delta^{13}\text{C}$ bei 0,04 ‰.

2.5 Statistische Auswertungsmethoden

Die Faktorenanalyse wurde auf die Datensätze der planktischen Foraminiferenvergesellschaftung angewandt, während die Regressionsanalysen statistische Zusammenhänge innerhalb der biometrisch/morphometrischen Datensätze (der Gattung *Neoglobobulimina*) herausstellen sollen. Die statistischen Auswertungsmethoden der gewonnenen Datensätze umfassen die Faktorenanalyse und die Regressionsanalyse (SYSTAT) sowie die Spektralanalyse (ANALYSERIES).

Innerhalb der Regressionsanalysen wurden Korrelationskoeffizienten von über 0,5 als signifikant angesehen, wenn die Datenmenge über 100 lag (vgl. mit Marsal, 1967).

Da bei einer größeren Anzahl von Erklärungsvariablen Regressionsanalysen bzw. einfache Korrelationsuntersuchungen nicht mehr ausreichen, wurde für die planktische Foraminiferenvergesellschaftung eine Hauptkomponentenanalyse durchgeführt. Weil die Variablen innerhalb dieses Datensatzes nicht durch Korrelationen zu beschreiben sind, werden übergreifende Größen (Faktoren) zu einem Variablenbündel zusammengefaßt und über Kommunalitäten, dem Umfang der Varianzerklärung, den der Faktor für eine (!) Variable bietet, erklärt. Die Faktorenladungen geben dann die Korrelationen innerhalb eines Faktors an. Als Kriterium zur Bestimmung der Anzahl der Faktoren wurde das "Kaiser"-Kriterium benutzt, welches Eigenwerte (Summe der quadrierten Faktorladungen eines Faktors über alle Variablen) von über 1 als signifikant definiert (Backhaus et al., 1994).

Bei der Hauptkomponentenanalyse wurde eine Varimaxrotation vorgenommen, da sonst die Unabhängigkeitsprämisse der Faktoren aufgegeben würde.

Die Untersuchungen zur Spektralanalyse sind auf hochauflösende Datensätze angewiesen. Da gerade die Karbonatdatensätze die beste Auflösung zeigen, wurden diese Untersuchungen in erster Linie auf diese Daten angewandt. Die Spektralanalyse ermöglicht es, evtl. vorhandene periodische Schwankungen des Karbonatgehaltes (Milankovitch-Zyklen) herauszufiltern. Da die Karbonatdaten des Europäischen Nordmeeres nicht nur die biogene Karbonatsedimentation belegen, sondern episodisch auch terrigene Karbonatpartikel und/oder Karbonatlösung, wurden an geeignet aufgelösten planktischen Foraminiferen-Datensätzen der Bohrungen 644, 907 und 909 vergleichende Spektralanalysen nach Blackman-Tuckey vorgenommen.

2.6 Methoden zur Quantifizierung der Karbonatlösung

Es ist in zahlreichen Untersuchungen mit den verschiedensten methodischen Ansätzen versucht worden, die Karbonaterhaltung in marinen Sedimenten abzuschätzen.

Die einfachste Methode einer ersten Abschätzung der Karbonaterhaltung ist die Betrachtung der unaufgeschlüsselten Karbonatdaten (Farrell & Prell, 1991; Howard & Prell, 1994). Diese Methode ist jedoch nicht nur in starkem Maße von der Produktivität der Oberflächenwassermassen abhängig, sondern auch von der Verdünnung der biogenen Karbonatanteile durch andere Partikelgruppen und kann somit nur in Regionen angewandt werden, die über glazial-interglaziale Zeiträume hinweg konstante Sedimentationsbedingungen aufweisen. Zudem muß beachtet werden, daß diagenetische authigene Zementationsprozesse die Karbonatanteile sekundär verändern können.

Der Vergleich der Karbonatgehalte in unterschiedlichen Größenklassen unter der Annahme eines lösungsbedingten Karbonatfragmenttransfers von der Grob- in die Feinfraktion (Berger, 1971; Paull et al., 1988; Broecker et al., 1993; Bassinot et al. 1994) ist als Lösungsindex nutzbar, wenn man reine Karbonatschlämme betrachtet, die in ihrer Artenvergesellschaftung über die Zeit hinweg relativ konstant bleiben. Da jedoch die Karbonatinhalte sowie die Gesamtzusammensetzung der Grobfraktion im Europäischen Nordmeer und im nördlichen Nordatlantik stark variieren, ist auch diese Methode zur Quantifizierung der Karbonatlösung dort nicht nutzbar.

Methoden, die mehr auf das Untersuchungsobjekt "planktische Foraminiferen" konzentriert sind und sich von der allgemeinen Karbonatsgehaltbetrachtung in Grob-, Fein- und Gesamtfraction wegbewegen, befassen sich in erster Linie mit der Fragmentierung von planktischen Foraminiferen (Thunell, 1976; Ku & Oba, 1978; Metzler et al., 1982; Tappa & Thunell, 1984; Le & Shackleton, 1992).

Ansätze zur Quantifizierung der Karbonatlösung, die sich nicht nur auf eine der karbonatschaligen Organismengruppen beziehen, beruhen in erster Linie auf dem Vergleich der individuellen Lösungsanfälligkeit. Die Bestimmung des Benthos-/Plankton-Verhältnisses wandten Thunell, 1976; Aksu, 1983; Diester-Haass et al., 1986; Hooper et al., 1991 an, da benthische Foraminiferen in der Regel dickwandiger und damit weniger korrosionsanfällig sind als die planktischen Foraminiferen. Auch die unterschiedliche Lösungsresistenz von Coccolithen (McIntyre & McIntyre, 1971; Hsü & Andrews, 1970; Hay, 1970), Pteropoden (Berner, 1977) und planktischen Foraminiferen ist zur Quantifizierung der Karbonatlösung nutzbar, wenn man deren Gesamtvergesellschaftungen betrachtet. Jedoch sind ökologische Faktoren, wie Salinität, Temperatur oder Nährstoffgehalt der Wassermassen, die das Vorkommen der einen oder anderen Individuengruppe begünstigen, gerade in den hohen Breiten mit deren ozeanographischen Variabilität lösungssignalüberlagernd. Zudem gibt es innerhalb der kalzitischen Gehäuse der planktischen Foraminiferen und des kalkigen

Nannoplanktons je nach artspezifischer Ultrastruktur Lösungsreihen. Die polaren Formen *N. pachyderma* auf der Seite der planktischen Foraminiferen und *Coccolithus pelagicus* auf der Seite des kalkigen Nannoplanktons bilden zumeist die stabilsten Formen, wohingegen die tropische Organismengruppe sehr viele fragile Arten beinhaltet (Berger, 1973). Lösungsstudien sind daher umso bedeutender, weil die Lösung selektiv stärker die warm-temperierten Arten betrifft (Thompson, 1976; Coulbourn et al. 1980; Miao et al., 1994). Während Foraminiferen, die im Flachwasser abgelagert werden, ein nahezu reales Abbild der ursprünglichen Oberflächenwassermassenpopulation darstellen, sind die fossilen Vergesellschaftungen in tieferen Wassermassen also durch selektive Karbonatlösungsprozesse in ihrer Vergesellschaftung fraktioniert. Schon Schott (1935) wies nach, daß Foraminiferen unterschiedlicher Arten mit abweichender Morphologie uneinheitlich erhaltungsfähig sind. Lösungsranglisten, die die Lösungsresistenz der planktischen Foraminiferen klassifizieren, wurden von Ruddiman & Heezen (1967) und Berger (1968) erstellt. Neben diesen Sedimentlistungen (Ruddiman & Heezen, 1967; Parker & Berger, 1971; Malmgren, 1983) zeigen auch die Verankerungsversuche von Thunell & Honjo (1981) signifikante Lösungsunterschiede in der planktischen Foraminiferenassoziation, die denen aus den Sedimenten nahezu entsprechen. Verschiedene planktische Foraminiferen wurden zudem auf ihre Lösungsresistenz im Labor von Boltovskoy & Totah (1992) untersucht und in einer der natürlichen Lösungsreihenfolge entsprechenden Listung dargestellt. Die Reihung der Erhaltungsfähigkeit planktischer Foraminiferen ist in erster Linie abhängig von der Oberflächenmorphologie, der Größe und der Porendichte der einzelnen Arten. Desweiteren sind Stachelansätze als mögliche zusätzliche Eintrittswege für die Lösungsmedien sowie gametogenetische Kalzifizierungsvorgänge, die durch Gehäuseverdickung die Fragilität der Schalen erniedrigen, bedeutend für die Aufstellung der Korrosionsbeständigkeit der planktischen Foraminiferenarten. Die zumeist monospezifische planktische Foraminiferenvergesellschaftung im Europäischen Nordmeer und im Nordatlantik erlaubt zwar keinen Vergleich der unterschiedlichen Arten, ermöglicht aber die Betrachtung einer einzelnen Art über längere Zeiträume hinweg.

Zusätzlich zu den beschreibenden Methoden werden zunehmend auch statistische Verfahren bei der Auskartierung von gelösten planktischen Foraminiferenvergesellschaftungen angewandt. Den Vergleich von idealen ungelösten Vergesellschaftungen, die mit Hilfe von Diskriminanzanalysen ermittelt wurden, mit Vergesellschaftungen aus alterierten Nachbarprovinzen nutzen Coulbourn et al. (1980) als Lösungsindex.

Neben den karbonatschaligen Organismen, Pteropoden, planktischen- und benthischen Foraminiferen, Coccolithophoriden sowie kalkigen Dinoflagellatenzysten, können auch silikatische Organismen als von der Karbonatlösung unabhängige Organismen im Verhältnis zu den o.g. Hauptkarbonatbildern als Lösungsindikatoren genutzt werden. Das Verhältnis von

Radiolarien zu der Summe von Radiolarien und planktischen Foraminiferen wurde demgemäß von Peterson & Prell (1985) im Indischen Ozean an Oberflächensedimenten angewandt.

Kennett (1966) und Aksu (1983) in Tiefwasservergesellschaftungen sowie Murray (1989) in Flachwasservergesellschaftungen untersuchten die Karbonaterhaltung mit der Methodik des Vergleiches von agglutinierenden benthischen Foraminiferen als lösungsunanfällige Formen mit kalzitischen benthischen Foraminiferen. Da aber alle diese Organismengruppen im Europäischen Nordmeer und im nördlichen Nordatlantik nur sehr selten bzw. nur episodisch vorkommen, sind auch diese Methoden dort nicht anwendbar.

Bé et al. (1975) weisen in Laborversuchen auf die morphologischen Veränderungen planktischer Foraminiferen infolge von Lösungsprozessen hin und maßen der Betrachtung von Ultrastrukturveränderungen von einzelnen Arten große Bedeutung bei der Quantifizierung von Karbonatlösung bei. Diese klassischen Experimente werden von Henrich (1986, 1989) aufgegriffen, um über numerische Lösungsindizes der Ultrastrukturveränderungen der Schlüsselart *N. pachyderma* die Karbonatlösung im Europäischen Nordmeer zu charakterisieren. In den Ranglisten der Lösungsstabilität liegt die in dieser Arbeit untersuchte polare Art *N. pachyderma* in der Kategorie der sehr lösungsresistenten Arten, wobei darauf hingewiesen wird, daß sehr häufig in ein und derselben Art durch unterschiedliche Morphotypen unterschiedliche Lösungsanfälligkeit auftreten kann (Parker & Berger, 1971).

Die Wahl der Methodik zur Quantifizierung der Karbonaterhaltung bestimmt sich durch die ozeanographischen und ökologischen Voraussetzungen der Untersuchungsregion. In Polnähe, wie in dieser Untersuchung, ist der Eintrag biogener Partikel durch die Verdünnung mit terrigenen Partikeln (Quarz und Gesteinsbruchstücke) sowie durch ökologische Parameter (Nährstoffeintrag, Sauerstoffgehalte, Salinität) stark beeinflusst. Lösungsindikatoren, wie der Fragmentierungsindex planktischer Foraminiferen, müssen allein durch die "Mühlsteinwirkung" der Quarzpartikel bei der Probenaufbereitung eingeschränkt werden. Das Verhältnis benthischer zu planktischer Foraminiferen als Lösungsindikator wird durch ökologische Parameter in den Bodenwassermassen (Nährstoffangebot im Bodenwasser) unabhängig von der Karbonaterhaltung über geologische Zeiträume stark verändert.

De Vernal et al. (1992) arbeiten auf der Basis der stabilen Residuale von Foraminiferen, den organischen Linings, eine Methodik aus, die den Vergleich der Menge intakter benthischer Gehäuse einer Art mit der Menge der durch Karbonatlösung freigelegten organischen Linings derselben Art vorsieht. De Vernal et al. (1992) postulieren auf dieser Grundlage einen Lösungsindex in den hohen Breiten. Leider besitzen die meisten planktischen Foraminiferen jedoch keine extrem säurestabilen organischen Linings, so daß nur einige wenige benthische Foraminiferenarten ohne spätpliozäne-quartäre Reichweite die Anwendung dieser Methodik erlauben (de Vernal et al., 1992).

In den hohen Breiten erscheint die Methode der Untersuchung der ultrastrukturellen Lösungskennzeichen (vgl. mit Fototafeln 1 und 2) an der sowohl im Glazial als auch im Interglazial vorkommenden Art *N. pachyderma* eine von den sehr variablen Umweltfaktoren unabhängige Methode zu sein und wurde zusammen mit der Quantifizierung der Fragmentierung planktischer Foraminiferen an *N. pachyderma* und *N. atlantica* in dieser Untersuchung angewandt. Im folgenden (Kap.2.7) soll die hier genutzte Methodik ausführlich beschrieben und mit REM-Aufnahmen belegt werden.

2.7 Lösungs-, Bio- und Morphometriestudien

Die Untersuchungen der Lösungsstufen anhand der ultrastrukturellen Veränderungen der Arten *N. pachyderma* und *N. atlantica* wurden ebenso wie die biometrisch/morphometrischen Untersuchungen am REM vorgenommen.

Die ultrastrukturelle Reaktion der Gattung *Neogloboquadrina* auf Karbonatanlösung wurde in einer Vielzahl von Arbeiten dokumentiert (u.a. Henrich, 1986, 1989; Henrich et al., 1989a; Schiebel, 1991; Meggers, 1991).

Bei der Einstufung der Lösungsindizes wurde streng zwischen dem retikulaten und dem kristallinen Morphotyp der Foraminiferen (vgl. mit Kap.3.2) unterschieden. Für jeden Morphotyp wurde eine empirisch ermittelte, progressive Lösungsstufenklassifikation erstellt, die es erlaubt, beide Morphotypen unabhängig voneinander zu betrachten. Zur Erstellung dieser definierten Lösungsindizes wurden Foraminiferen verwendet, die auf den beiden jüngsten Kammern noch gänzlich retikulat aufgebaut sind, während die älteren Kammern schon durch dicke Kalzit-Rhomboeder überwachsen sind. Die Betrachtungen wurden bei *N. atlantica* nach demselben Schema vorgenommen, da diese Art eine vergleichbare Ultrastruktur wie *N. pachyderma* aufweist (Meggers, 1991).

Es wurden 5 Lösungsabstufungen eingeführt, die wie folgt charakterisiert werden können (vgl. mit Fototafeln 1 und 2):

- 0_R: Gänzlich ungelöstes retikulates Gehäuse
- 1_R: Retikulater Morphotyp mit gerundeten Graten als exponierteste Stellen der Ultrastruktur und ersten lösungsbedingten Löchern gerade im Vertiefungsbereich der Poren
- 2_R: Retikulater Morphotyp mit ersten deutlichen Löchern auf den Graten und einer signifikanten Verflachung der Grate
- 3_R: Retikulater Morphotyp mit nahezu komplett weggelösten Graten
- 4_R: Retikulater Morphotyp mit dem völligen Verlust der oberen retikulaten Deckschicht sowie ersten möglichen Fragmentierungserscheinungen

- 0_K: Gänzlich ungelöstes kristallines Gehäuse
- 1_K: Kristalliner Morphotyp mit ersten Rundungserscheinungen der Kalzit-Rhomboeder
- 2_K: Kristalliner Morphotyp mit ersten lösungsbedingten Löchern auf den Kristallflächen
- 3_K: Kristalliner Morphotyp mit korrosionsbedingter Zerfransungsstruktur der Kristallite
- 4_K: Kristalliner Morphotyp mit ersten weggelösten Kristalliten und evtl. ersten Fragmentierungserscheinungen, z.T. wird die primäre retikuläre Kruste wieder sichtbar

Parallel mit der Bearbeitung der Karbonaterhaltung wurden am REM auch die biometrischen- und morphometrischen Datensätze erstellt. Es wurde anhand vorgefertigter Fragebögen für jede untersuchte Foraminifere ein individueller "morphologischer Bericht" erstellt, der den Morphotyp, die Größe, den Lösungsindex sowie die Mündungsweite und die Kammeranzahl umfaßt und ein Gesamtlösungsindex der jeweiligen Probe errechnet (Gleichung 1).

$$LI_{RK} = \frac{d_0 n_0 + d_1 n_1 + d_2 n_2 + d_3 n_3 + d_4 n_4}{(n_0 + n_1 + n_2 + n_3 + n_4)} \quad (1)$$

d: individueller Lösungsindex für ein Gehäuse

n: Menge der Individuen mit dem entsprechenden Lösungsindex

3. Grundlagen zur Systematik und zur Ökologie der planktischen Foraminiferen

Die Untersuchung von fossilen bis subrezentem planktischen Foraminiferenvergesellschaftungen macht es notwendig, die Lebensweise einzelner Arten mit den ihr typischen morphologischen Veränderungen zu beschreiben, um so morphologisch-funktionelle Änderungen über geologische Zeiträume hinweg interpretieren zu können. Die Analyse von biometrisch/morphometrischen Veränderungen einer planktischen Foraminiferenart verlangt detaillierte Informationen über die rezente Individualentwicklung und die ökologischen Präferenzen dieser Art. Im folgenden sollen daher neben einer systematischen Einordnung insbesondere die Erkenntnisse über Lebensweise und Habitat der planktischen Foraminiferenarten vorgestellt werden.

Das Artenspektrum planktischer Foraminiferen im Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer umfaßt im Vergleich zu den planktischen Foraminiferengemeinschaften des äquatorialen Atlantiks eine nur sehr begrenzte Menge an Arten, welche jedoch durch Ökomodifikationen erhöht wird. Neben der Unterschiedlichkeit in der planktischen Foraminiferenvergesellschaftung über pleistozän-holozäne Zeiträume (Haake & Pflaumann, 1989; Kellogg et al., 1978; Kellogg, 1980; Bauch, 1993) gibt es auch heute eine große Variation in Diversität, Häufigkeit und morphologischem Erscheinungsbild der planktischen Foraminiferen, die definierten ozeanographischen Grenzen folgt (Bé & Tolderlund, 1971; Ottens, 1991, 1992). Die ozeanographischen Grenzen sind demzufolge immer Vergesellschaftungsgrenzen (Bé & Tolderlund, 1971; Ottens, 1991; vgl. auch mit CLIMAP, 1976).

Eines der Hauptziele der Paläozeanographie ist die Rekonstruktion der vergangenen Zirkulationsmuster. Auf mikropaläontologischer Basis wurde dieses Ziel zunächst mit "Schlüsselarten" durchgeführt (z.B. Schott, 1935; Ericson & Wollin, 1968), wobei einzelne Arten, wie z.B. *Globorotalia menardii* (charakteristisch für warme Interglaziale) oder *N. pachyderma* (charakteristisch für polare Bedingungen), als klimatisch relevant angesehen werden. Neben dieser Methode mit Indexarten werden Transferfunktionen auf Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen angewandt und klimatisch ausgewertet (Kipp, 1976). Die Transferfunktionen sind nach dem Prinzip des Aktualismus entwickelt worden, in dem aus der Beobachtung der Oberflächensedimente als Abbild des Rezenten Rückschlüsse auf das Fossile gezogen werden. Die Anwendung auf längere Zeitabschnitte bis in das Pliozän (u.a. Dowsett, 1991) hinein, beinhaltet aber zahlreiche Komplikationen. U.a. ist die Größenvariation innerhalb der planktischen Foraminiferenassoziation für Fehler in den Daten der Oberflächenwassertemperaturen verantwortlich (Kipp, 1976). Weitere Probleme, die innerhalb derartiger Temperaturrekonstruktionen auftauchen, sind Alterungsprozesse der fossilen

Vergesellschaftung in Folge von Karbonatlösung (Prentice & Matthews, 1988) und evolutive Prozesse, die Temperaturpräferenzen einzelner Arten verändern können, so daß einige fossile Arten gar nicht mehr einem bestimmten Habitat zugeordnet werden.

Die Frage, ob in dieser Arbeit mit Transferberechnungen gearbeitet werden soll, wurde infolge der starken morphologischen Variation einzelner Arten, der zumeist monospezifischen Vergesellschaftung, der Karbonatlösung und des Auftretens heute nicht mehr vorkommender Arten verneint. Allgemein erscheint gerade die Gattung *Neogloboquadrina*, die im Mittelpunkt der vorliegenden Untersuchungen steht, schwer in solche Transfer-Funktionen einzupassen zu sein. Haake & Pflaumann (1989) verdeutlichen dies durch das Auftreten von "Intergrade"-Formen zwischen *Neogloboquadrina pachyderma* und *N. dutertrei*.

3.1 Systematik der nordatlantischen planktischen Foraminiferen

Die Taxonomie der planktischen Foraminiferen unterlag in den letzten 100 bis 150 Jahren großen Schwankungen, da die Geschichte der Mikropaläontologie auch eine Geschichte der Mikroskopie ist. Mit der Einführung des REM entschärften sich auf der einen Seite die Probleme bei der taxonomischen Zuordnung, weil ultrastrukturelle Einzelheiten, wie der Besitz von Stacheln, unwiderlegbar nachgewiesen werden konnten, auf der anderen Seite wurde die Artfindung jedoch weiter erschwert, da auch nur geringfügige Veränderungen der Ultrastrukturen in Anpassung an variable Umweltbedingungen Morphotypen bzw. Phänotypen entstehen ließen, die deshäufigeren zu neuen Arten erklärt wurden. Aus diesem Grund wird im folgenden die Entwicklung der Nomenklatur einzelner Arten detailliert aufgeschlüsselt, um Synonyme aufzuzeigen und Verwechslungen auszuschliessen. Eine genauere Auflistung der Systematik planktischer Foraminiferen findet sich bei Saito et al. (1981) sowie bei Kennett & Srinivasan (1983).

Neogloboquadrina pachyderma (EHRENBURG, 1861 - Fototafel 4)

Ein wichtiger und zugleich sehr leicht nutzbarer paläozeanographischer Parameter war in den letzten Jahren die Auswertung der planktischen Foraminiferenvergesellschaftungen auf Änderung der Windungsrichtung der Art *Neogloboquadrina pachyderma* (Jenkins, 1967; Bandy, 1972; Thompson & Shackleton, 1980). Während *N. pachyderma* sinistral eher an kalte polare Wassermassen angepaßt ist, bevorzugt *N. pachyderma* dextral eher subpolare Wassermassen (Bandy, 1972). Zumeist wird der Name *N. pachyderma* in der Literatur sowohl für die dextrale als auch für die sinistrale Form synonym benutzt, wobei die Windungsrichtung dem Artnamen angefügt wird. In dieser Arbeit wird, wie später noch zu zeigen ist (vgl. Kap.5.3), aus phylogenetischen Gründen der subpolaren Art *N. pachyderma* dextral der Name *N. incompta* zugeordnet (Cifelli, 1961, 1973) und getrennt von der polaren Art *N. pachyderma* sinistral, die daher im folgenden als *N. pachyderma* bezeichnet werden soll.

Aristospira pachyderma (Ehrenberg, 1861)
Globigerina pachyderma (Parker, 1962)
Globorotalia pachyderma (Jenkins, 1967)
Globoquadrina pachyderma (Bé & Tolderlund, 1971)
Turborotalia pachyderma (Bandy, 1972)
Neogloboquadrina pachyderma (Collen & Vella, 1973)

Biogeographisches Vorkommen: Die wohl wichtigste polare Art tritt bipolar sowohl im Bereich der Arktis als auch im Bereich der Antarktis auf (Bé, 1977). Ihre Affinität zu den höheren Breiten spiegelt sich zudem in der Tatsache wider, daß *N. pachyderma* im antarktischen Eis als juvenile Form anzutreffen ist (Lipps & Krebs, 1974; Dieckmann et al., 1991). Nicht vorhanden sind diese Formen im arktischen Seeis, weil dieses in Folge seines anderen Bildungsmechanismus weniger Porenraum bietet (Spindler, 1990).

Stratigraphisches Auftreten: Die erste Art der Gattung *Neogloboquadrina* war *Neogloboquadrina continuosa*, die sich vermutlich von *Globorotalia nana* im frühen Miozän abgetrennt hat (Kennett & Srinivasan, 1983). *N. incompta* und *N. pachyderma* werden beide von dieser obermiozänen Art, die ähnliche morphologische Eigenarten, eine vergleichbare Form und Position der Apertur sowie einen vergleichbaren Wandungsaufbau zeigt, abgeleitet. Das stratigraphische Auftreten von *N. pachyderma* wird demzufolge als vom oberen Miozän bis heute angenommen (Saito et al., 1981; Kennett & Srinivasan, 1983).

Bemerkungen: Ökologisch bedingte Größenvariationen in dieser Art sind für die letzten ca. 0,6 Mio. J. von Bauch (1993) festgestellt worden. Während ein kleiner Phänotyp (<125 µm) ein Habitat im kälteren Bereich der arktischen Domäne unter dem stärkeren Einfluß polarer Wassermassen (Polarfront) bevorzugt, findet man den größeren Phänotyp eher im östlichen Bereich der arktischen Domäne, der durch Saisonalität, Schmelzwassereinfluß sowie vermehrte Eisdrift gekennzeichnet ist (Bauch, 1993).

Die meisten Arten innerhalb der Gattung *Neogloboquadrina* außerhalb der tropischen Bereiche, so auch *N. pachyderma*, sind durch eine Gehäuseoberfläche mit euhedralen Kalzitrhombohedern charakterisiert (Kennett & Srinivasan, 1983).

N. pachyderma ist eine Art, die bevorzugt im Bereich und unterhalb der Thermokline lebt (Fairbanks & Wiebe, 1980; Reynolds-Sautter & Thunell, 1989).

Neogloboquadrina incompta (CIFELLI, 1961 - Fototafel 4) (vgl. auch mit *N. pachyderma*)

Aristospira pachyderma (Ehrenberg, 1861)

Globigerina pachyderma dextral (Parker, 1962)

Globigerina incompta (Cifelli, 1961)

Biogeographisches Vorkommen: *N. incompta* wird als subarktische bis temperierte Art bezeichnet (Kipp, 1976; Bé, 1977) und bevölkert im Untersuchungsgebiet demgemäß die Nordatlantikstromprovinz (Ottens, 1991).

Stratigraphisches Auftreten: Der Name *N. incompta* wurde von Cifelli (1961) für die pleistozän-holozänen Formen von *N. pachyderma* eingeführt und den stark kalzifizierten sinistralen Formen des Pleistozäns gegenübergestellt. In dieser Untersuchung werden auch die dextralen präpleistozänen Formen als *N. incompta* bezeichnet. Das stratigraphische Auftreten von *N. incompta* wird demzufolge als vom oberen Miozän bis heute reichend angenommen (vgl. mit Saito et al., 1981; Kennett & Srinivasan, 1983).

Bemerkungen: Das Verhältnis der Art *N. incompta* zu *N. pachyderma* zeichnet im spätpleistozänen Zeitraum im Nordatlantik die Isotopenkurven nach (Kennett & Srinivasan, 1983). Hohe Individuenzahlen erreicht *N. incompta* in interglazialen Zeiten und geringe Anteile in den Glazialen. Die Anwendung eines solchen Arbeitsansatzes bis in das Pliozän hinein, ist hingegen nicht möglich (Keigwin, 1978; Hooper & Weaver, 1987).

Neogloboquadrina atlantica (BERGGREN, 1972 - Fototafel 4)

Globigerina atlantica (Berggren, 1972)

Neogloboquadrina atlantica (Kennett & Srinivasan, 1980)

Biogeographisches Vorkommen: *N. atlantica* gibt es sowohl in dextraler als auch in sinistraler Windungsrichtung in den Sedimenten des nördlichen Nordatlantiks, wobei die dextrale Form der an warme Wassermassen adaptierte Morphotyp ist (Spiegler & Jansen, 1989).

Stratigraphisches Auftreten: Die stratigraphische Reichweite von *N. atlantica* reicht vom mittleren Miozän bis in das späte Pliozän (Berggren, 1972).

Bemerkungen: *N. atlantica* weist eine ähnliche Morphologie wie *N. pachyderma* auf, ist aber durch einen größeren Gehäusedurchmesser von über 250 µm charakterisiert (Berggren, 1972; Poore & Berggren, 1975a; Meggers, 1991). Ausgehend von ultrastrukturellen Gemeinsamkeiten wird diese Form bisher in die Entwicklungslinie *N. dutertrei* - *N. humerosa* - *N. acostaensis* eingepaßt (Kennett & Srinivasan, 1980). Hinsichtlich dieser Deutung als

warmadaptierte Form der Gattung *Neoglobobulimina* soll die fossile Art *N. atlantica* in der vorliegenden Arbeit mit biometrisch/morphometrischen Methoden überprüft werden und ihre Verwandtschaft zu *N. pachyderma* untersucht werden. Morphologisch zwischen *N. atlantica* und *N. pachyderma* überleitende Individuen werden in dieser Arbeit als *N. atlantica-pachyderma* "intergrade" bezeichnet und als polar interpretiert (vgl. mit Fototafel 4).

Globigerina bulloides (d'ORBIGNY, 1826 - Fototafel 5)

"*Polym. Tuberosa et Globuliferae*" (Soldani, 1791)

Globigerina bulloides (d'Orbigny, 1826)

Globigerina quadrilatera (Galloway & Wissler, 1927)

Biogeographisches Vorkommen: *G. bulloides* ist eine kosmopolitische planktische Foraminiferenart, die sowohl in subpolaren Bereichen als auch in den niedrigen Breiten und in Upwelling-Bereichen erfolgreich auftritt (Bé & Tolderlund, 1971). *G. bulloides* ist im Spätquartär an die atlantischen Wassermassen der arktischen Domäne im Osten des Europäischen Nordmeeres gebunden (Bauch, 1993). Auch in der Wassersäule des Europäischen Nordmeeres wird diese Art nur im direkten Einflußbereich der atlantischen Oberflächenwassermassen gefunden (Carstens, 1988; Bock, 1990).

Stratigraphisches Auftreten: Ihr Vorkommen ist vom mittleren Miozän bis heute in temperierten Wassermassen nachgewiesen (Kennett & Srinivasan, 1983).

Turborotalia quinqueloba (NATLAND, 1938 - Fototafel 5)

Globigerina groenlandica (Stschedrina, 1935)

Globigerina quinqueloba (Natland, 1938)

Globigerina atlantisae (Cifelli & Smith, 1970)

Globigerina egilida (Cifelli & Smith, 1970)

Globigerina exumbilicata (Herman, 1974)

Turborotalia quinqueloba (Hemleben et al., 1989)

Biogeographisches Vorkommen: *T. quinqueloba* kommt hauptsächlich in subpolaren Wassermassen vor (Bé & Tolderlund, 1971), ist jedoch als depatrierte Form mit dem Westspitsbergenstrom rezent bis in die arktischen Wassermassen vorgedrungen (Carstens & Wefer, 1992).

Stratigraphisches Auftreten: *T. quinqueloba* ist vom frühen Miozän bis heute nachgewiesen (Kennett & Srinivasan, 1983).

Bemerkungen: Als kleine Form ist *T. quinqueloba* leicht mit juvenilen Organismen der Art *N. pachyderma* zu verwechseln. *T. quinqueloba* kommt im Spätquartär im gesamten Europäischen Nordmeer in geringen Konzentrationen vor und hat wegen ihrer Größenvariation in holozänen-pleistozänen Sedimenten des Europäischen Nordmeeres paläozeanographische Bedeutung (Bauch, 1994). Während sie in den atlantischen Wassermassen große Gehäusedurchmesser zeigt, ist sie in den Wassermassen der arktischen Domäne kleinwüchsiger (Bauch, 1994).

Globorotalia inflata (d'ORBIGNY, 1839 - Fototafel 5)

Globigerina inflata (d'Orbigny, 1839)

Globorotalia inflata (Parker, 1962)

Globorotalia (*Turborotalia*) *inflata* (Banner & Blow, 1967)

Biogeographisches Vorkommen: Rezent hat *G. inflata* eine subpolare Verbreitung (Hemleben et al., 1989) und ist demzufolge in der Untersuchungsregion der Nordatlantikstromprovinz zuzuordnen (Ottens, 1991).

Stratigraphisches Auftreten: Das Vorkommen von *G. inflata* reicht vom späten Pliozän bis rezent (Kennett & Srinivasan, 1983).

Bemerkungen: Die Entwicklung von *G. inflata* im späten Pliozän aus der Art *Globorotalia puncticulata* hängt eng mit der beginnenden Vereisung in der nördlichen Hemisphäre bei ca. 2,75 Ma zusammen (Wei, 1994a).

Globorotalia truncatulinoides (d'ORBIGNY, 1839 - Fototafel 5)

Rotalina truncatulinoides (d'Orbigny, 1839)

Globorotalia truncatulinoides (Cushman, 1927)

Biogeographisches Vorkommen: Die Art kann ähnlich *N. atlantica* in eine rechts- und eine linksdrehende Population unterteilt werden, wobei die linksdrehende Gemeinschaft an kühlere Wassermassentemperaturen angepaßt ist (Bé & Tolderlund, 1971). Insgesamt ist *G. truncatulinoides* eine Art, die in subtropisch bis tropischen Gewässern ihre Hauptverbreitung hat (Kennett & Srinivasan, 1983).

Stratigraphisches Auftreten: Ihre stratigraphische Verbreitung im Atlantik reicht vom späten Pleistozän bis heute (Saito et al., 1981; Kennett & Srinivasan, 1983), wobei sie sich während des späten Pliozäns im Pazifik unter Ausbildung einer Kiels und der Erweiterung des Umbilicus aus *Globorotalia tosaensis* entwickelt hat (Kennett & Srinivasan, 1983; Lazarus et al., 1995).

Bemerkungen: In den hohen Breiten ist *G. truncatulinoides* nur sehr selten vertreten und charakterisiert dementsprechend in diesen Regionen besonders warme Interglaziale.

Globorotalia scitula (BRADY, 1882 - Fototafel 5)

Pulvinulina scitula (Brady, 1882)

Pulvinulina patagonica (d'Orbigny, 1884)

Globorotalia patagonica (Wiesner, 1931)

Globorotalia scitula (Cushman & Henbest, 1940)

Biogeographisches Vorkommen: Die heutige Temperaturpräferenz von *G. scitula* reicht von den temperierten Wassermassen bis in die tropischen Wassermassen (Kennett & Srinivasan, 1983).

Stratigraphisches Auftreten: Ihr stratigraphisches Auftreten reicht vom frühen Miozän bis rezent (Saito et al., 1981).

Globigerinita glutinata (EGGER, 1893 - Fototafel 5)

Globigerina glutinata (Egger, 1893)

Globigerinita glutinata (Parker, 1962)

Biogeographisches Vorkommen: *G. glutinata* ist eine kosmopolitische Art, die ihre Verbreitung von den tropischen Wassermassen bis in subpolare Wassermassen hat (Saito et al., 1981).

Stratigraphisches Auftreten: Ihr stratigraphisches Auftreten reicht vom späten Oligozän bis heute (Kennett & Srinivasan, 1983).

Globigerinita uvula (EHRENBERG, 1861 - Fototafel 5)

Pyrodexia uvula (Ehrenberg, 1861)

Globigerina bradyi (Wiesner, 1931)

Globigerinita uvula (Parker, 1962)

Biogeographisches Vorkommen: *G. uvula* ist eng verknüpft mit *G. glutinata* und hat dementsprechend eine ebenso kosmopolitische Verbreitung (Kennett & Srinivasan, 1983). Die Temperaturpräferenz von *G. uvula* reicht von den tropischen Wassermassen bis zu den subpolaren Wassermassen, wobei *G. uvula* besonders häufig in temperierten Wassermassen auftritt (Saito et al., 1981).

Stratigraphisches Auftreten: Ihr stratigraphisches Auftreten reicht vom späten Oligozän bis heute (Kennett & Srinivasan, 1983).

Orbulina universa (d'ORBIGNY, 1839 - Fototafel 5)

Orbulina universa (d'Orbigny, 1839)

Globigerina bilobata (d'Orbigny, 1846)

Borbulina bilobata (Blow, 1956)

Biogeographisches Vorkommen: Als eine kosmopolitische Art kommt *O. universa* sowohl in tropischen- als auch in subtropischen Wassermassen vor (Saito et al., 1981), wobei ihre Hauptverbreitung in subtropischen Bereichen liegt (Bé, 1977).

Stratigraphisches Auftreten: Die stratigraphische Reichweite von *O. universa* reicht vom frühen Miozän bis rezent (Kennett & Srinivasan, 1983).

Die 10 letztgenannten planktischen Foraminiferenarten stehen als subpolare Arten der polaren *N. pachyderma* (einschließlich *N. atlantica-pachyderma* "intergrade") gegenüber und werden im folgenden in ihrer Dominanz als charakteristisch für subpolare Wassermassen angesehen, wenn sie mehr als 20 Gew.-% der Gesamtvergesellschaftung planktischer Foraminiferen erreichen (vgl. mit Aksu et al., 1989).

In der Kategorie "Sonstige" werden Arten dargestellt, die selten vorkommen oder unbestimmbar sind. Insbesondere in den Sedimentsequenzen, die hohe Karbonatlösung zeigen, finden sich viele unbestimmbare planktische Foraminiferen. Zu den lediglich akzessorisch auftretenden Arten gehören u.a. *Globigerina falconensis*, *Globorotalia crassaformis*, *Globorotalia hirsuta*, *Globorotalia puncticulata* und *Globorotalia tosaensis*.

3.2 Zur Ökologie und Gametogenese planktischer Foraminiferen

In der östlichen Norwegensee ist die jahreszeitliche pelagische Sedimentation sehr schwankend. Ein Sedimentationspuls im späten Sommer folgt erst ein bis zwei Monate nach der maximalen Primärproduktion in den Oberflächenwassermassen (Bathmann et al., 1990). Konsequenterweise besteht der zu Boden schwebende Partikelregen in erster Linie aus heterotrophen Organismen (u.a. planktische Foraminiferen), während die Primärproduzenten eher untergeordnet auftreten. Allgemein durchlaufen planktische Foraminiferen eine Reihe von Vorgängen bis sie in das Sediment gelangen. Die Kenntnis dieser Vorgänge ist demzufolge essentiell für die Interpretation der Sedimentdaten. Abgestorbene Individuen mit Protoplastenresten sind schon innerhalb der Wassersäule potentielle Nahrung für Mikroorganismen. Die Geschwindigkeit, mit der eine Foraminifere durch die Wassersäule fällt,

ist wiederum abhängig von Strömungsgeschwindigkeiten (Michels, 1995) sowie ihrem Aufbau und ihrer Form (Stacheln, Morphotyp, Größe) (Berger & Piper, 1972; Fok-Pun & Komar, 1983; Takahashi & Bé, 1984). Je größer die Abweichung von der sphärischen Form, desto geringer sind die Sinkgeschwindigkeiten (Fok-Pun & Komar, 1983). Leere Gehäuse sinken in der Wassersäule je nach Art respektive Form 500-2000 m/Tag (Bé et al., 1985). Demnach müssen lebende Organismen über Mechanismen verfügen, die Auftriebsfunktion haben. Neben dem Stachel-Pseudopodiennetz, vermuten Anderson & Bé (1976), daß erst das Vorhandensein von vakuolischen, luftgefüllten Systemen den planktischen Foraminiferen ihre freischwebende Lebensweise ermöglichen. Insgesamt ist es jedoch unklar, welche Mechanismen es z.B. den juvenilen Formen ermöglichen, aus dem Thermoklinenbereich, ihrem "Geburtsort", wieder in die Oberflächenwassermassen aufzusteigen.

Die Lebensdauer von planktischen Foraminiferen, also die Zeitspanne von der Zygotenbildung bis hin zur eigenen Gametogenese, ist bei planktischen Foraminiferen sehr unterschiedlich. Während einzelne spinose Arten dem Lunarzyklus folgen, also eine Lebenserwartung von ca. 28 Tagen haben, sind die Lebenserwartungen planktischer Foraminiferen in den polaren Regionen, so auch von *N. pachyderma* bedeutend länger (Murray, 1991) (vgl. auch mit der Überlebensstrategie der Überwinterung im antarktischen Seeis (u.a. Lipps & Krebs, 1974)). Kulturversuche mit *N. pachyderma* haben gezeigt, daß bei optimalen Bedingungen im Hinblick auf Temperatur- und Nahrungsangebot *N. pachyderma* weit über 100 Tage alt werden kann. Bei schlechteren Bedingungen reduziert sich jedoch das Wachstum, und die Gametogenese verzögert sich weiter, so daß noch wesentlich höhere Lebenserwartungen zu vermuten sind (Spindler, 1987).

Die Möglichkeit zur Betrachtung der Lebenszyklen von planktischen Foraminiferen ist durch die Tatsache, daß sie in einem großen Ozeanbereich leben und dabei auch in extreme Wassertiefe migrieren, stark eingeschränkt. Die Problematik der Kulturversuche liegt darin, daß planktische Foraminiferen in ihrem Lebenszyklus eine Tiefengametogenese betreiben, die nicht im Labor habitatsgetreu nachgestellt werden kann. *N. pachyderma* bildet jedoch, wie auch andere nicht-spinose und spinose Arten, Flagellen-tragende Gameten aus (Hemleben et al., 1989; Lee et al., 1991). Eine Fusion der Gameten einer Art konnte bisher nur von Ketten & Edmond (1979) bei *H. pelagica* beobachtet werden. Die explosionsartige Gametenfreisetzung bei *H. pelagica*, kann so kräftig sein, daß Teile des Gehäuses fragmentiert werden (Lee et al., 1991).

Es erscheint an dieser Stelle innerhalb einer Untersuchung, die sich mit "altem" ODP-Kernmaterial beschäftigt, übertrieben zu sein sich mit der Gametogenese der planktischen Foraminiferen zu befassen, nichtsdestotrotz ist eine genaue Kenntnis des ontogenetischen Ablaufes wichtig, da hier das biometrisch/morphometrische Erscheinungsbild festgelegt wird, welches der Mikropaläontologe später im Sediment interpretieren soll.

Die Individualentwicklung einer planktischen Foraminifere durchläuft 5 Stadien (Brummer et al., 1987; Lee et al., 1991), die Brummer et al. (1987) am Beispiel der bestachelten Art *Globigerinoides sacculifer* detailliert beschreiben. Die folgenden Ausführungen zur Individualentwicklung der planktischen Foraminiferen sind abgeleitet von Laboruntersuchungen an einzelnen, in Kultur gut hälterbaren Arten und werden hier als für planktische Foraminiferen annähernd typisch betrachtet, wenngleich kein Anspruch auf Vollständigkeit erhoben werden soll und kann. Die in der vorliegenden Studie zu bearbeitende Foraminifere *N. pachyderma* ist nur schwer in Kultur zu halten, da sie sich auf Grund ihrer fehlenden Stacheln nicht in Hälterungsgefäßen freischwimmend (planktisch) halten kann, sondern nahezu benthisch auf dem Grunde der Gefäße lebt (Spindler et al., 1984).

Wachstum von planktischen Foraminiferen ist in der Regel isometrisch, wobei sich dieses nach Brummer et al. (1987) auf die einzelnen ontogenetischen Phasen bezieht, während das Gehäuse als Ganzes eher allometrisches Wachstum zeigt (Signes et al., 1993). Letztendlich ist aber immer die Gehäusegröße der Hauptfaktor, der sowohl das Verhältnis von Gehäuseoberfläche zu Biomasse als auch das Verhältnis von Kalzifizierung zur Biomasse definiert (Signes et al., 1993). Das Gehäusevolumen ist demnach abhängig von der Größe der Biomasse.

Das erste Stadium, das Prolocular-Stadium, entwickelt sich aus der Zygote zu einer ersten sphärisch aufgebauten Kammer (Proloculus), die in der Regel einen größeren Durchmesser als die zweite Kammer, der Deuteroconch besitzt (Brummer et al., 1987). Im zweiten, dem juvenilen Stadium, kommt es zu einer Vergrößerung des Zytoplasmas, und weitere Kammern werden in Spiralanordnung mit einheitlicher Morphologie (nur leicht größer werdend) hinzugefügt. Die Kammerbildung von neuen dünnwandigen Kammern verläuft über einen Zeitraum von wenigen Stunden, u.a. bei *G. truncatulinoides* über die Ausstülpung einer Zytoplasmablaste, die die Kammer vorformt und eine primäre, organische Membran ausbildet. Beide Seiten dieser Membran fungieren als Anwachsnukleus für kleinste kalzitische Plättchen, die später für den mindestens zweischichtigen Aufbau der primären Wandung der planktischen Foraminiferen verantwortlich sind (Bé et al., 1979). Eine weitere äußere organische Hülle bewahrt dieses filigrane instabile System vor äußeren Einflüssen (Bé et al., 1979). Derartige lösungsprotektive Hüllen haben sowohl bei Coccolithophoridenarten (Schneidermann, 1977) als auch bei den planktischen Foraminiferen eine große Bedeutung für die biogene Karbonaterhaltung. Das dritte, neanische Stadium umfaßt die Kammererweiterung in Form einer Aufblähung sowie eine Umorientierung der Apertur, die in die Position eines adulten Organismus gelangt. Im vierten, adulten Stadium werden artenspezifische Charakteristika, wie sekundäre Aperturen sowie letzte Kammern angelegt (Brummer et al., 1987). Daß eine planktische Foraminifere dieses Stadiums erreicht hat, ist demzufolge bedeutend für die Interpretation der Sedimentdaten, da nur in dieser vierten Phase die artencharakteristischen

Ausprägungen festgelegt werden, die eine Artbestimmung erlauben. Das letzte, terminale Stadium ist durch die einsetzende Reproduktion definiert. Es geht einher mit wichtigen Veränderungen in der Ultrastruktur, dem Abwurf oder der Resorption der Stacheln, einer gametogenetisch-induzierten Wandungsverdickung (wichtig insbesondere bei der nichtbestachelten Art *N. pachyderma*) und der Resorption von Kammersepten (Brummer et al., 1987). Diese Reproduktion ist dazu häufig mit der Produktion einer atypischen letzten Kümmerkammer (Bijma et al., 1990b) verbunden (vgl. mit Olsson, 1973).

Der Lebenszyklus der planktischen Foraminiferen beinhaltet eine sexuelle Vermehrung über das Freisetzen von Gameten. Asexuelle Stadien sind im Gegensatz zu vielen benthischen bei planktischen Foraminiferen eher unbekannt (Lee et al., 1991). Die planktischen Foraminiferen folgen einem syngametischen Lebenszyklus, der über einen haploiden Gamonten Gameten produziert, welche durch Fusion eine diploide Zygote ausbilden (bisher im Labor noch nicht nachgewiesen) und im weiteren Verlaufe ihrer Entwicklung den Proloculus hervorbringen (Lee et al., 1991). Ob die Meiose postzygotisch oder synzygotisch stattfindet, ist noch unklar (Lee et al., 1991). Während der Gametogenese wird in der Regel das gesamte Zytoplasma in die Gametenproduktion überführt und steht postmortal nicht mehr für die Aufoxidation durch Bakterien oder Pilze in der Wassersäule zur Verfügung. Damit wird auch Karbonatlösung in der Wassersäule auf den Gehäusebereich reduziert, wo zwischen den einzelnen Wandungsschichten organisches Material erhalten geblieben ist. Lösung in der Wassersäule im Zuge der mikrobiellen Aufarbeitung dieses organischen Linings, welches bei den planktischen Foraminiferen i.d.R. nicht so kräftig ausgebildet ist (de Vernal et al., 1992), macht sich eher im Gehäuseinneren bemerkbar und ist nicht an der Gehäuseaußenseite zu beobachten.

Eine große Produktion von Gameten (Hemleben & Spindler, 1983, Bijma et al., 1990a) sowie die Reproduktion in einer festdefinierten größeren Wassertiefe (Hemleben et al., 1989) erhöhen die Wahrscheinlichkeit der Zygotenbildung durch Gametenkonzentration in einem nahezu zweidimensionalen Raum (Bijma et al., 1990a). Die Entlassung der Gameten im Bereich der Thermokline und nicht im dreidimensionalen Bereich der euphotischen Zone sowie ein synchrones (bei vielen spinosen Arten in einem lunaren Zyklus (Erez et al., 1991)) Reproduzieren erhöhen die Überlebenschancen einer Art.

Ein Mechanismus, der planktische Foraminiferen in größere Wassertiefen herabsinken läßt, ist bei spinosen Arten u.a. das Abwerfen bzw. die Resorption der Stacheln, die eine planktische Lebensweise erst ermöglichen (Lee et al., 1991). Die für viele nichtbestachelte Arten typische Kalzifizierung vor der Gametogenese könnte analog zu dem Mechanismus der spinosen Arten eine Möglichkeit des Absinkens in der Wassersäule in Folge von Gewichtszunahme sein. Die Migration in tiefere Stockwerke der Wassersäule kann dann sogar zwei Gründe haben: Zum einen um den Gameten optimale Nährstoffgehalte im Bereich der

Thermokline oder des Chlorophyll-Maximums zu bieten (Murray, 1991), zum anderen aber auch, um das "Abwandern" aus einem stark variierenden Lebensraum der Oberflächenwassermassen (z.B. in den durch die Eisschilde stark beeinflussten Regionen des Europäischen Nordmeeres) in tiefere unbeeinflusste Wassermassenstockwerke zu ermöglichen.

Das Fehlen von Symbionten, die auf ein Leben in der photischen Zone angewiesen sind, erlaubt es *N. pachyderma*, in den Bereichen des Europäischen Nordmeeres und insbesondere in dem Ausstrich der atlantischen Wassermassen in der Framstraße mit diesen Wassermassen in größere Tiefen vorzudringen.

Den Poren der planktischen Foraminiferen, die u.a. als Austrittsstelle für die Rhizopoden fungieren (Bé et al., 1980), kommt bei der Betrachtung der fossilen Vergesellschaftung eine Rolle als Eintrittsweg für die Lösungsmedien zu. Auch diesem morphologischen Element wird schon eine paläozeanographische Bedeutung zugeordnet, da Organismen einer Art in den hohen Breiten in der Regel eine geringere Porendichte aufweisen als subtropisch bis tropische Organismen derselben Art (Bé et al., 1980; Murray, 1991). Bei der Gattung *Neogloboquadrina* im polaren bis subpolaren Habitat verhindert jedoch die o.g. extreme Kalzifizierung des Gehäuses, die die Porenweite sekundär einengt und zum Teil sogar völlig überdeckt, die Anwendung dieses Parameters.

3.2 Die Anwendung der Biometrie/Morphometrie planktischer Foraminiferen bei der Rekonstruktion der Paläozeanographie

Die chemische Zusammensetzung der planktischen Foraminiferengehäuse, die in den Sedimenten der Ozeane akkumulieren und erhalten geblieben sind, ist Abbild der chemischen Beschaffenheit des Meerwassers über die ca. letzten 100 Mio. J. Diese paläochemische Aufzeichnung wird aber erst relevant, wenn der Großteil der Gehäusematerialien im Gleichgewicht mit dem Meerwasser eingebaut wurde. Während dieses bei der Ca-Komponente der Fall ist (Lea et al., 1995), unterliegt der Einbau der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope auch Vitaleffekten (Wefer, 1985; Berger & Vincent, 1986). Je größer die Art, desto geringer sind die Auswirkungen von Vitaleffekten auf den isotoopenchemischen Inhalt der Gehäuse (Billups & Spero, 1995). Neben den Vitaleffekten hat auch der Habitatswechsel im Lebenszyklus der planktischen Foraminiferen Auswirkungen auf die chemische Zusammensetzung ihres kalzitischen Schalenmaterials (Deuser et al., 1981). Während der juvenile Organismus das Karbonat entsprechend dem Chemismus der Wassermassen seines "Geburtsortes" in die erste Wandung einbaut, bildet der adulte Organismus je nach Art sein Gehäuse im Gleichgewicht mit den Wassermassen im Bereich der photischen Zone. Auf dem Weg zur Gametogenese in größerer Wassertiefe, wo sich der Kreislauf zu den juvenilen Individuen wieder schließt, kalzifizieren die meisten planktischen Foraminiferen unter Hinzufügung einer Kümmerkammer und der Ausbildung einer kristallinen Kruste von der ältesten zur jüngsten Globularkammer. Bei manchen Arten (u.a. bei *N. pachyderma*) kann die

ontogenetische sekundäre Kruste sogar den Hauptgewichtsanteil des Gehäusekarbonates ausmachen.

Die Untersuchung der unterschiedlichen morphologischen "Spielarten" innerhalb verschiedener Foraminiferenarten ermöglicht z.T. die Herleitung paläoklimatischer bzw. paläozoogeographischer Befunde. *G. truncatulinoides* zeigt z.B. hoch konische Formen in tropischen Bereichen, während sie in Kaltwasserbereichen nur kleine kompakte Formen ausbildet (Kennett, 1968b). Zudem wird diese Art mit zunehmender Wassertiefe größer und zeigt eine Kalzifizierung, die mit der Wassertemperatur korreliert (Hemleben et al., 1985).

Kontrovers ist die Diskussion über die Ursachen der phänotypischen Variationen bei *N. pachyderma*. Neben saisonalen Wassermassenumstrukturierungen (Reynolds & Thunell, 1986; Yeh et al., 1989; Healy-Williams, 1989, 1992) spielen die Breitengrade und damit die Wassermassentemperatur eine wichtige Rolle (Kennett, 1968a; Malmgren & Kennett, 1972; Srinivasan & Kennett, 1974).

Ultrastrukturuntersuchungen an *N. pachyderma* belegen, daß der arktische Ozean eher durch retikuläre *N. pachyderma* repräsentiert wird, die einen glatten, mikrokristallinen Interporenraum und polygonale Grate von wechselnder Höhe aufweisen, während im Bereich der Antarktis eher kristalline Ultrastrukturen mit euhedralen Kalzitrhomboedern dominieren (Kennett & Srinivasan, 1980).

Zusätzlich zu den Untersuchungen im pelagischen Habitat der planktischen Foraminiferen sind Studien in Foraminiferenkulturen wichtig, um die Zusammenhänge zwischen Morphologie/Biometrie und den abiotischen Faktoren, wie Nährstoffgehalt, Temperatur und Salinität, zu verstehen. Bijma et al. (1990b) schlossen aus Laborversuchen, daß größere Gehäusedurchmesser einzelner Arten eher bei optimalen Temperatur- und Salinitätsbedingungen als bei extremen Bedingungen erreicht werden. Insbesondere die Temperaturextreme limitieren für alle untersuchten Arten (u.a. auch *Neogloboquadrina dutertrei*) die Möglichkeit des Neuaufbaues von Kammern (Bijma et al., 1990b). Die Temperaturpräferenzen einzelner Arten innerhalb der Kulturversuche entsprechen weitgehend der natürlichen biogeographischen Verbreitung der planktischen Foraminiferen (Bé & Tolderlund, 1971; Bé, 1977; Ottens, 1991, 1992), wenngleich die Spannweiten für Temperatur und Salinität im Labor wesentlich weiter sind als im natürlichen Lebensraum (Bijma et al., 1990b).

Generell werden demzufolge größere Gehäusedurchmesser bei optimalen Lebensbedingungen vorgefunden. Eine Ausnahme stellt *O. universa* dar, die größere Gehäusedurchmesser eher bei für sie am Rande ihrer ökologischen Toleranz gelegenen Temperaturen erreicht (Bijma et al., 1990b, 1992), wobei ihre letzte sphärische Kammer auch in ihrer Form einen Sonderfall darstellt. Die Hypothese, daß planktische Foraminiferen, wie auch benthische Foraminiferen, in Folge schlechter Umweltbedingungen und damit

einhergehender verspäteter Reproduktion (Bradshaw, 1961; Lipps, 1979) größere Gehäusedurchmesser erreichen, wurde auch durch biometrische Untersuchungen an Material aus der Wassersäule und Oberflächensedimenten widerlegt (Kennett, 1968b; Hecht, 1976; Malmgren & Kennett, 1976, 1978a/b; Bauch, 1994). Malmgren & Kennett (1978a/b) leiten aus biometrischen Befunden sogar eine biometrische Temperaturformel ab.

Neben diesen mehr deskriptiven Studien wurden auch statistische Verfahren in der Mikropaläontologie verwandt (Healy-Williams & Williams, 1981; Belyea & Thunell, 1984), die Variationen der Gehäusemorphologie mit computergestützten Bildanalysesystemen erfassen und Variationen des Phänotyps mit Umweltveränderungen korrelieren. Insbesondere der Faktor der "relativen Rundung" bzw. der "Länge" wird als der morphologische Parameter angesehen, der ökologische Veränderungen beschreibt.

Die phänotypische Variationsfähigkeit einzelner Gattungen macht es in fossilen Vergesellschaftungen nötig, über die objektive Betrachtung des Phänotyps morphofunktionelle Anpassungen an sich verändernde Umweltbedingungen von reinen ontogenetischen Veränderungen abzugrenzen und damit Entwicklungen innerhalb einzelner Foraminiferengattungen zu erkennen. Die Unterscheidung von Arten durch biometrische Untersuchungen wurde schon erfolgreich von Malmgren & Kennett (1977) für *G. bulloides* und *G. falconensis*, von Biolzi (1991) innerhalb der Gattung *Neogloboquadrina* sowie von Lazarus et al. (1995) innerhalb der Gattung *Globorotalia* durchgeführt.

Neben den Untersuchungen zur Morphologie und den geochemischen Parametern (Isotopenuntersuchung des kalzitischen Schalenmaterials) treten in jüngster Vergangenheit immer mehr biogeochemische Untersuchungsmethoden in den Vordergrund (zum Beispiel Robbins & Healy-Williams, 1991), womit in Zukunft neben der morphologischen Variabilität durch Veränderungen der Umweltbedingungen auch genetische Einflüsse auf Veränderungen des Phänotyps faßbar werden.

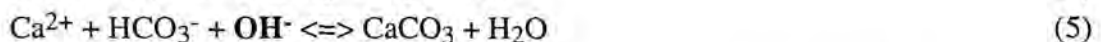
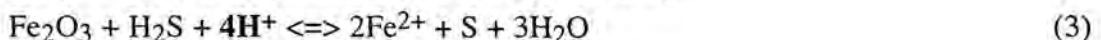
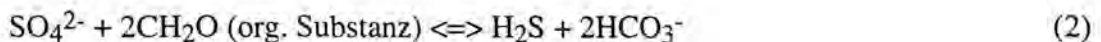
4. Ergebnisse

4.1 Voruntersuchungen

4.1.1 Diagenetische Veränderungen in der Labradorsee

In-situ-Messungen zur Karbonatlösung haben gezeigt, daß nicht nur die untersättigten Bodenwässer, sondern auch die benthische Aktivität durch Respirationsprozesse (metabolisches CO₂) und der damit verbundenen pH-Wert-Erniedrigung die Karbonatlösung beeinflussen (Berelson et al., 1990; Hales et al., 1994). Die Karbonatlösung findet also nicht nur im Grenzbereich Bodenwasser/Sediment statt, sondern in Abhängigkeit von den Redox- und pH-Bedingungen auch frühdiagenetisch im Sediment (Cranston & Buckley, 1990). Neben der thermodynamisch bedingten Lösung an Lysokline und CCD kommt es in manchen Arealen zu supralysoklinalen Lösungserscheinungen (Emerson & Bender, 1981; Peterson & Prell, 1985; Cranston & Buckley, 1990), die durch die Aufoxidationsprozesse organischer Substanz in den Sedimenten induziert werden. Diese Lösung hat einen wesentlich größeren Einfluß auf den Grobfraktionskarbonatanteil als auf den Gesamtkarbonatgehalt, da entstehende Fragmente in die nächstfeineren Fraktionen übergehen (Peterson & Prell, 1985).

Die Frühdiagenese umfaßt nicht nur das Stockwerk der oxischen Diagenese, sondern auch tiefere diagenetische anoxische Bereiche. Die Abgrenzung des oxischen vom suboxischen Diagenesestockwerkes wird in den Sedimenten durch den pH-Wert bestimmt. Während der pH-Wert im oxischen Bereich allein durch das Karbonatsystem definiert wird (Hesse, 1986) und ein vermehrter Eintrag von organischer Substanz in die Sedimente über Respirationsprozesse zu einer Erhöhung des pCO₂ und damit zu niedrigen pH-Werten führt, reguliert der Schwefelwasserstoff den pH-Wert in tieferen nicht-oxischen Stockwerken der Diagenese. In der Sulfatreduktionszone ist eine Verschiebung des pH-Wertes zu alkalischen Bedingungen durch Pyritbildung entsprechend der Gleichungen 2 bis 4 möglich, welcher dann wiederum einen authigenen Karbonatausfall begünstigen würde (Gleichung 5) (Coleman, 1985; Coleman & Raiswell, 1995).



Da der Eisen-III-Gehalt neben dem Redoxpotential und dem pH-Wert für marine aquatische Systeme als Steuerungsfaktor der sekundären Karbonatausfällung fungiert (Gleichung 3), kommen Karbonatzemente nur in den Bereichen vor, in denen innerhalb der

Sulfatreduktionszone genügend Eisen-III zur Bildung von Pyrit vorhanden ist (Berner, 1981; Coleman, 1985). Die Eisen-III-Reduktion bzw. die Pyrit-Bildung setzen den pH-Wert herauf, so daß im reaktionskinetischem Rahmen des Mikromilieus auf den Gehäusen planktischer Foraminiferen authigene Karbonatausfälle plausibel sind (Gleichung 5).

Diagenetische Prozesse mit der Ausfällung von authigenen Karbonaten kommen in den untersuchten Sedimenten in der Bohrung 646 in der nördlichen Labradorsee und seltener in der Bohrung 644 auf dem inneren Vøring-Plateau vor. Die diagenetischen Erscheinungen (vgl. mit Fototafel 3) in der Bohrung 646 bleiben beschränkt auf einen tiefen Kernabschnitt zwischen 250 m und dem Top der Jaramillo-Subchron bei 75 m Kerntiefe, welcher durch sehr geringe biogene Karbonatgehalte gekennzeichnet ist (Abb.7).

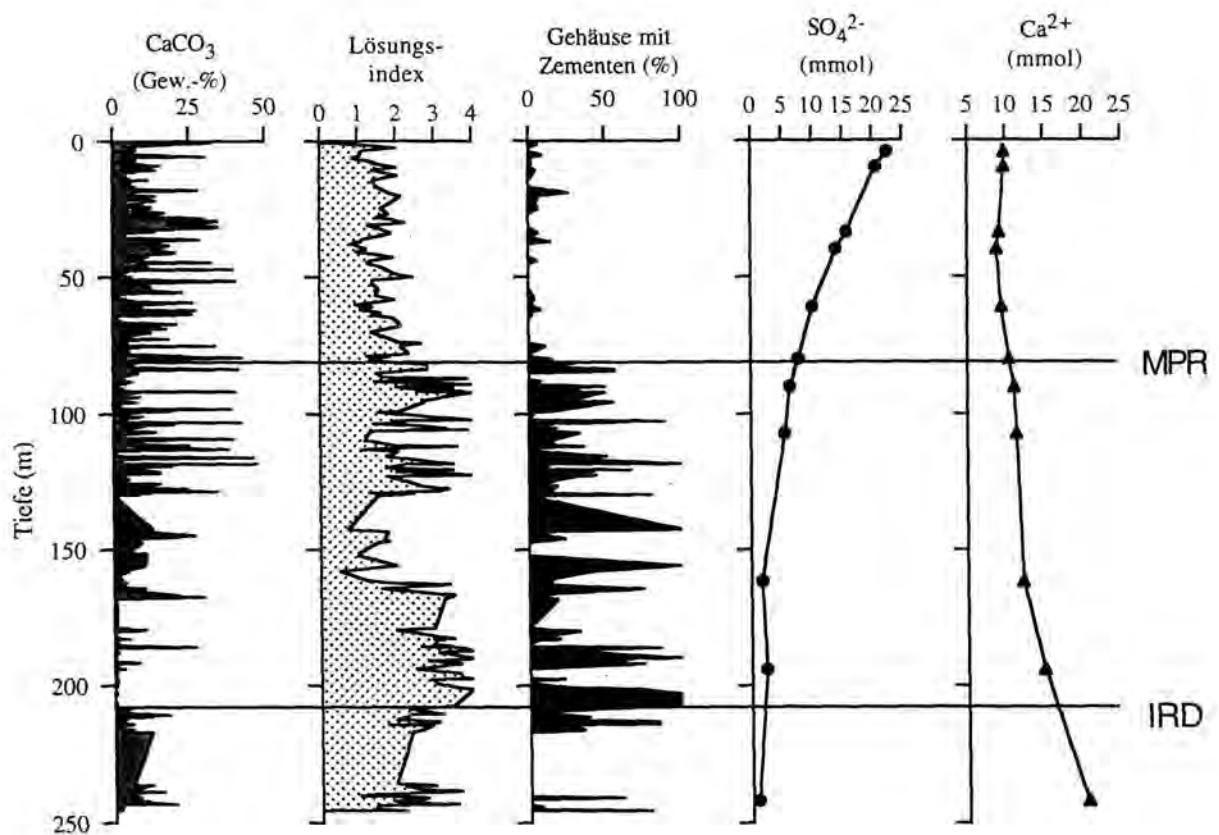


Abb. 7: Vergleich der Karbonat-, der Lösungs- und der Zementationsdaten mit den Porenwasseranalysen bei der Probennahme (Bohrung 646). Die beiden Hauptereignisse in der klimatischen Entwicklung der Nordhemisphäre sind extra markiert (MPR - "Mittelpleistozäne Revolution"; IRD - Intensivierung des IRD-Eintrages im Zuge der Nordhemisphärenvereisung).

Die sehr tief wirksame Sulfatreduktionszone in den Sedimenten der nördlichen Labradorsee verursacht die für die Sulfatreduktion typische pH-Wert-Verschiebung zum Alkalischen (Coleman & Raiswell, 1995), welche den Ausfall von sekundären Karbonaten begünstigt. Vergleicht man die Zementationsintensität in den Sedimenten der Bohrung 646 mit den Porenwasseruntersuchungen bei der Probennahme (Zachos & Cederberg, 1989), so ist die Intensivierung der authigenen Karbonatbildung mit den Sulfatgehalten, die zwischen 75 m und der Kernoberfläche im nicht-zementierten Bereich zwischen 15 und 25 mmol/l liegen und mit zunehmender Kerntiefe (im Bereich der zementierten Proben) auf 10 bzw. 5 mmol/l abfallen, gegenläufig korreliert (Abb.7). In den Kernabschnitten der Brunhes-Chron mit hohen biogenen Karbonatgehalten wird die pH-Wert-Verschiebung durch das intensiv wirksame Karbonatpuffersystem in den Sedimenten verhindert. Episodische authigene Bildungen gibt es in dem Kernintervall zwischen 75 m und der Oberfläche nur in den Bereichen, die geringe Karbonatgehalte aufweisen und damit eine geringere Karbonatpufferkapazität.

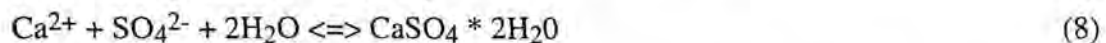
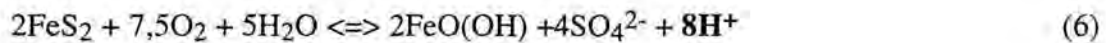
Der für die Sulfatreduktionszone typische hohe pH-Wert dokumentiert, daß die Lösung der biogenen Karbonatpartikel in dem Sedimentabschnitt zwischen 250 m und 75 m ein präsedimentärer Effekt im Bereich der Bodenwassermassen ist und nicht frühdiagenetisch induziert wurde. Ein weiteres Indiz dafür ist zudem die Tatsache, daß die Zementationserscheinungen in den tieferen Sedimentsequenzen unabhängig vom REM-Lösungsindex sind. Die Zweiteilung der untersuchten Kernsequenz zwischen 250 m und der Kernoberfläche mit intensiver authigener Karbonatbildung und damit assoziierter Pyritausfällung zwischen 250 m und 75 m und einem Bereich mit wenigen bis fehlenden sekundären Karbonatpräzipitaten hat eine paläozeanographische Aussagekraft, da erst mit der Intensivierung der biogenen Karbonatsedimentation bei 1,0 Ma (entspricht 75 m Kerntiefe) bis zur Kernoberfläche die sekundäre Karbonatausfällung im Sediment unmöglich wurde.

Isotopenchemische $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ -Untersuchungen zeigen nur in einer intensiv zementierten Probe eine deutliche Negativverschiebung der Kohlenstoffisotopewerte, welche die Beteiligung von photosynthetisch abgeleiteten $^{12}\text{CO}_2$ an der sekundären Karbonatbildung beweist. Alle zementierten Proben haben aber schwerere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte als die unzementierten bzw. weniger zementierten Vergleichsgehäuse, so daß sich annehmen läßt, daß die authigenen Karbonatausfällungen frühdiagenetisch im Übergangsregime kaltes Tiefenwasser/Porenwasser stattfanden. Insgesamt sind die Isotopenunterschiede zwischen den als unzementiert angesehenen Proben und den zementierten Proben jedoch zu gering, um signifikante Aussagen über eine diagenetische Isotopenfraktionierung machen zu können.

4.1.2 Untersuchungen zur Lösung im Kernlager und im Labor

In den vorgenommenen Lösungsstudien wurden auch Untersuchungen zur Lösung im Labor durchgeführt. Morse (1977) macht darauf aufmerksam, daß die Karbonatchemie in

Kernen nur betrachtet werden kann, wenn zwei Hauptprobleme ausgeschaltet sind. Zum einen sind dies die Reaktionen im Karbonatsystem, die während der Kernrecovery auftreten, und zum anderen sind dies Alterationsprozesse, die sich während der Kernlagerung abspielen. In der paläozeanographischen Literatur wird die Lösung im Labor und im Kernlager weitgehend ausgespart. Lediglich Schnitker et al. (1980) zeigen an mehreren kurzen Kernen, daß die Aufoxidation von Pyrit im Kernlager zu hoher Sulfatkonzentration mit einhergehender pH-Wert-Erniedrigung führt. Mit dieser Änderung des pH-Wertes kommt es zur Lösung fragiler biogener Karbonate und damit zusammenhängend zu einem Gipsausfall, welcher als Indikator für sekundäre Lösungserscheinungen im Labor bzw. Kernlager fungieren kann (vgl. mit den Gleichungen 6-8).



Im Zusammenhang mit derartigen Prozessen weisen Schnitker et al. (1980) z.B. eine Aufoxidation der organischen Wandungsbestandteile der agglutinierenden Foraminiferen nach, die zwei Konsequenzen hat: Zum einen steigt der pCO_2 und die Karbonatlösungsintensität, und zum anderen verschwinden die ansonsten als lösungsresistent angesehenen, agglutinierenden Foraminiferen (Kennett, 1966; Aksu, 1983) aus dem Sediment, da die organischen Hüllen ihre Skelettsubstanz nicht mehr zusammenhalten. Den Untersuchungen an kurzen Kernen folgen in der gleichen Arbeitsgruppe erste Analysen zur Karbonaterhaltung in längeren Sedimentkernen. Reed (1992) weist anhand dreier DSDP-/ODP-Kerne nach, daß Kerne mit geringen Sulfidgehalten und hohen biogenen Karbonatgehalten nur geringe Labor-/Kernlager-Lösungsspuren zeigen.

Die Problematik, die sich in Folge von Sekundärlösungen im Labor für allgemeine Erhaltungsuntersuchungen ergibt, spiegelt sich in diversen Studien wider. Schlechte primäre Erhaltung wird häufiger in der Literatur als mit relativ hohen Pyritgehalten gekoppelt angesehen (Diester-Haass & Rothe, 1987). Derartige Phänomene können jedoch gerade mit Post-Recovery-Karbonatlösung einhergehen und dürfen keinesfalls mit primären Lösungsereignissen verwechselt werden.

Da der ODP-Kern 646 mehrere Jahre im Lamont-Doherty Institut lagerte, wurde eine Überprüfung der 3 Probennahmejahrgänge auf Lösungsprozesse, die während der Lagerung aufgetreten sein können, vorgenommen. Da keine vergleichbaren Proben aus denselben Tiefen für alle drei Jahrgänge vorhanden sind, wurde die Mehrphasigkeit in der Lösungskurve als Vergleichsparameter herangezogen (Abb.8). In der Gesamtlösungskurve aller untersuchten Proben dokumentiert sich gute Erhaltung im Tiefenintervall zwischen 250 m und 210 m,

schlechte Erhaltung zwischen 210 m und 160 m, sehr gute Erhaltung zwischen 160 m und 135 m, fluktuierende Erhaltungszustände zwischen 135 m und 85 m sowie relativ gute Erhaltung ab 85 m (Abb.8).

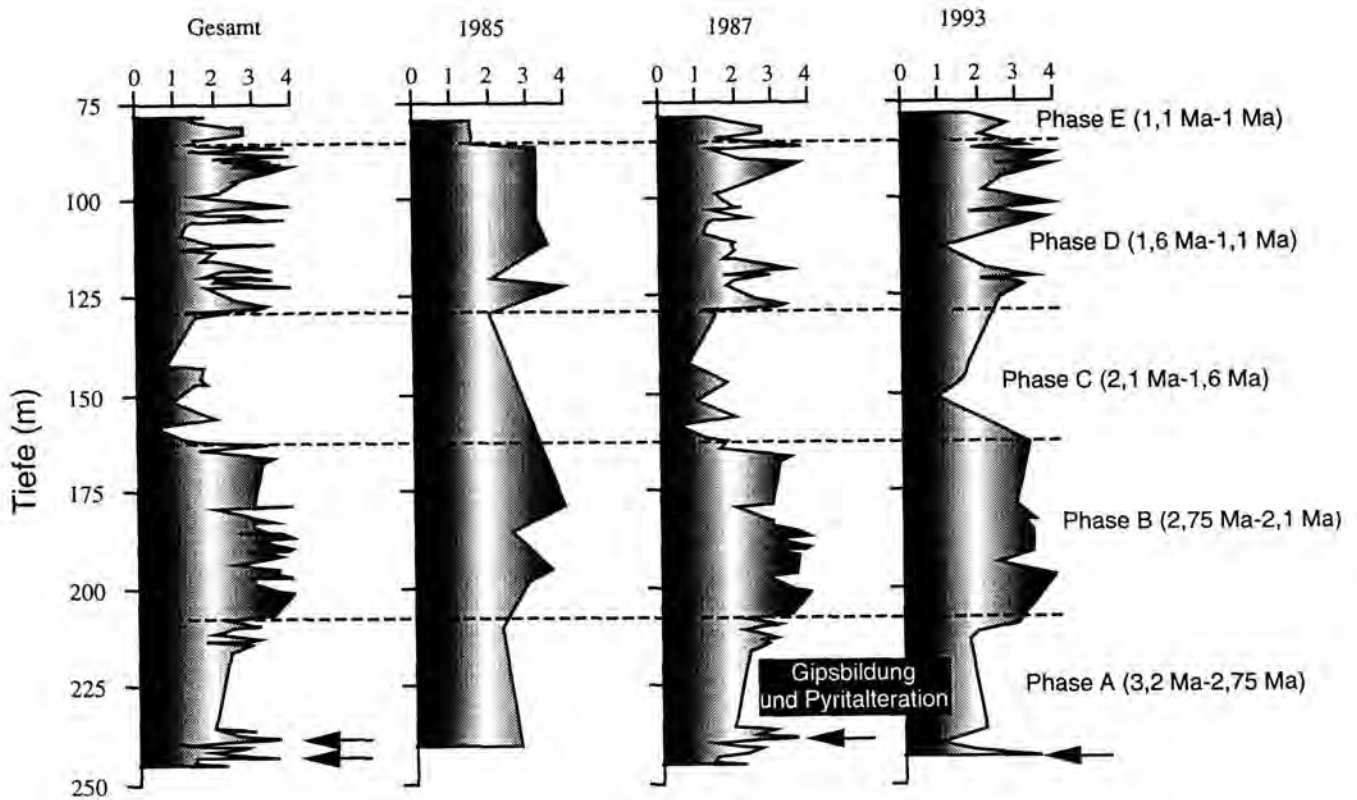


Abb.8: Lösungskurven der verschiedenen Probennahmejahrgänge an der Bohrung 646. Die 5 Lösungsphasen in der paläozooanographischen Entwicklung der Labrador See sind extra markiert. Der Bereich der Gipsbildung mit einhergehender Pyritalteration und schlechter Karbonaterhaltung ist mit Pfeilen gekennzeichnet.

In den Proben der drei Probennahmejahrgänge deutet sich diese Mehrphasigkeit in der Lösungskurve mehr oder weniger an. Lediglich in Bereichen hoher Pyritgehalte weichen die Kurven 1985, 1987 und 1993 in ihren Lösungsindizes voneinander ab. Insbesondere die 1993 genommenen Proben zeigen in der Phase zwischen 3,2 Ma und 2,75 Ma extreme Lösung, sekundäre Gipskristalle und alterierte Pyritframboide. Völlig ohne Gipsbildung bleiben nur die 1985 schon an Bord der "Joides Resolution" genommenen Proben, die zudem eine insignifikante Alteration der Pyritframboide zeigen.

Die oxidative Veränderung des Sulfides zum Sulfat ermöglicht eine Veränderung des pH-Wertes zum sauren Milieu, was entsprechend der Gleichungen 6 und 7 lösungsfördernd ist. Die

Alteration der Pyritframboide äußert sich in den EDAX-Spektren am REM. Unalterierte Framboide zeigen deutliche Schwefel- und Eisen-Peaks, während der Schwefel-Peak bei aufoxidierten Framboiden nicht mehr nachzuweisen ist. Vielmehr dokumentieren sowohl das Fehlen kleiner Framboideinzelkristallite (kleine Pyritoktaederchen fehlen im Gesamtverband des Framboides) als auch die rote Farbe der Partikel eine oxidative Veränderung dieser Mineralaggregate (Fototafel 3) zu hydroxidischen Eisenverbindungen.

Eine Untersuchung auf Gipsprezipitate innerhalb der Grobfraction, als Mineralanflüge auf Foraminiferen und anderen Partikeln oder als echte Kristallite, sowie die Kontrolle der Pyritframboiderhaltung sind daher unerlässlich für reproduzierbare Datensätze zur biogenen Karbonatsedimentation und zur Karbonaterhaltung.

4.1.3 Oberflächenprobennetz im Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer

Zur Verteilung von *N. pachyderma* im Europäischen Nordmeer existieren eine Reihe von Arbeiten, die über Planktonfänge mit Multinetzen die Verteilung der planktischen Foraminiferen und ihre morphologischen Charakteristika Angaben machen (Carstens, 1988; Carstens & Wefer, 1992; Bock, 1990). Kalzifizierung und die Ausbildung von Kümmerkammern finden sich bei *N. pachyderma* erst in Wassertiefen unterhalb von 50 m. Größte Häufigkeiten erreicht *N. pachyderma* in Tiefen zwischen 100 m und 200 m (Carstens, 1988; Bock, 1990). Andere ultrastrukturelle Untersuchungen in lebenden Vergesellschaftungen beschränken sich in der Regel nur auf die Unterscheidung von *N. pachyderma* und *N. incompta*. Dabei findet sich *N. pachyderma* mit Kalzitkruste eher in polaren Wassermassen, während *N. incompta* mit retikulater Ultrastruktur eher in subpolaren Wassermassen auftritt (Bé, 1977; Hooper & Weaver, 1987). Dieses entspricht sowohl den Untersuchungen in Sedimentkernen, die bis in das Pliozän hineinreichen (Keller, 1978) als auch den Sedimentfallenuntersuchungen von Reynolds & Thunell (1986).

Untersuchungen, die strikt in einer Artengruppe (*N. pachyderma* oder *N. incompta*) die Verteilung der Morphotypen untersucht haben, evtl. sogar die einzelnen Kammern hinsichtlich des Morphotyps betrachten, sind hingegen nur sehr selten oder gar nicht vorhanden.

Ausgehend von dieser Lücke in der Literatur wurden Untersuchungen zur Karbonatlösung sowie zur biometrisch/morphometrischen Ausbildung der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* an einer Reihe von Proben aus drei ozeanographischen Domänen (Nordatlantik, Norwegenstrom bzw. Westspitsbergenstrom und polarer Ostgrönlandstromes) durchgeführt (vgl. Tab. 2).

Tab.3: Ergebnisse der Oberflächensedimentbetrachtung

Domäne	Kern	Retikulater Morphotyp (%)	Gehäusedurch- messer (μm)	Standardab- weichung (μm)	Lösungs- index
Nordatlantik					
Rockall-Plateau	23414	12,4	206,9	34,5	0,60
Rockall-Plateau	23419	26,5	252,5	32,1	0,77
Reykjanesrücken	SO 82-2	36,3	260,4	36,9	0,84
Reykjanesrücken	LO 09-16	34,7	264,6	31,3	1,31
Norwegenstrom					
Aegirrücken	23359	42,5	231,0	32,3	0,83
Vøring-Plateau	23069	42,0	224,3	32,4	0,77
Vøring-Plateau	23071	41,7	243,1	36,3	1,06
Lofotenbecken	23063	36,7	252,1	31,7	1,14
S-Framstraße	23455	38,0	249,3	24,9	0,88
Ostgrönlandstrom					
N-Framstraße	2200	26,4	259,5	28,6	1,35
Grönlandschelf	21902	27,0	237,6	30,5	0,92
Boreasbecken	21906	58,9	240,3	40,7	1,05
Grönlandbecken	21880	51,6	268,4	28,9	0,85
Vesterisbanken	21914	30,9	257,1	27,3	1,18
Jan Mayen	21864	37,7	265,9	34,6	1,13
Grönlandschelf	15054	38,8	214,5	34,5	1,46
KolbeInseyrücken	21842	31,1	209,44	24,5	2,05

Die Untersuchungen an den Oberflächenproben zeigen, daß die Karbonatlösung im Bereich des episodisch eisbedeckten Ostgrönlandstromes in der Regel um einen Lösungsindex höher anzusiedeln ist als im Nordatlantik und im Bereich des Norwegenstromes (Tab.3; Abb.9).

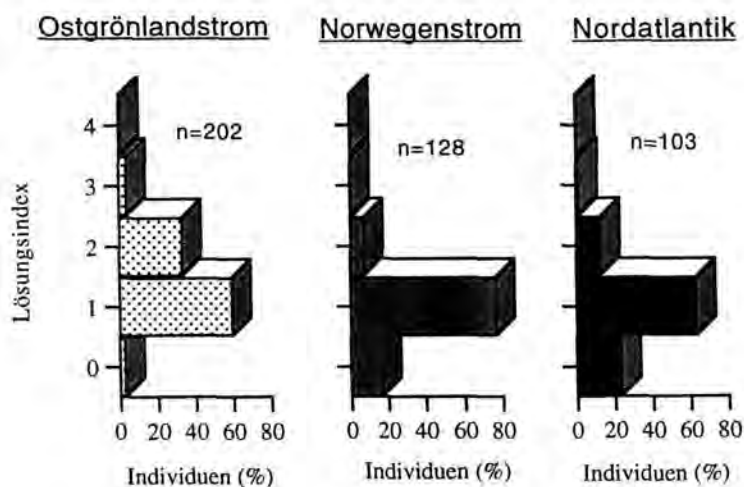


Abb.9: Erhaltung von *N. pachyderma* in den Oberflächensedimenten des Ostgrönlandstromes, des Norwegenstromes und des Nordatlantiks.

Während die relativ hohen Karbonatlösungsindizes in den polaren Wassermassen durch die relativ niedrige Karbonatschalenproduktion verursacht wird, ist die gute Karbonaterhaltung im Bereich des Nordatlantiks und des Norwegenstromes durch die hohe Karbonatschalenproduktion und der damit verbundenen Ca-Übersättigung in den Bodenwassermassen bedingt. Extreme Lösungsindizes, die die Etablierung korrosiver Wassermassen mit einer Ca-Untersättigung in den Tiefenwassermassen des nördlichen Nordatlantiks und des Europäischen Nordmeeres belegen könnten, wurden in keiner Probe nachgewiesen. Für die paläozeanographischen Interpretationen der Lösungsstudien (Kap.5.1/5.2) muß demzufolge neben den korrosiven Wassermassen in Folge einer eingeschränkten Tiefenwassererneuerung auch die Lösung durch niedrige Karbonatschalenproduktion und daraus resultierender Ca-Untersättigung in den Bodenwassermassen beachtet werden.

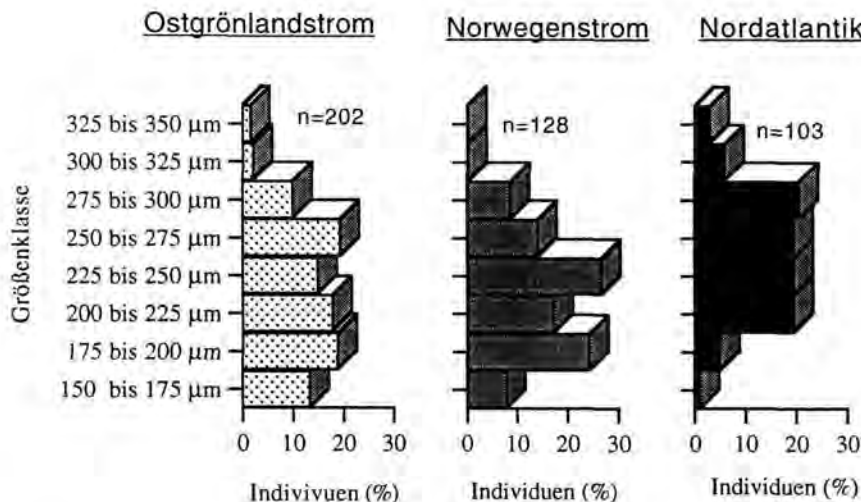


Abb.10: Maximaler Gehäusedurchmesser der Art *N. pachyderma* aus den Oberflächensedimenten des Europäischen Nordmeer und des Nordatlantiks. Die Darstellung trennt in die drei ozeanographische Domänen (Ostgrönlandstrom, Norwegenstrom und Nordatlantik).

In der Ostgrönlandstromdomäne findet man neben den höchsten Lösungsindizes auch die meisten kleinwüchsigen Formen (Abb.10), wobei die Ausbildung des Morphotyps und die Gehäusegrößen im Bereich der polaren Wassermassen im Gegensatz zum Bereich der einfließenden atlantischen Wassermassen des Norwegenstromes sehr variabel sind (Tab.3, Abb.11). Der Norwegenstrom ist durch relativ große Organismen charakterisiert, deren Kammern zur Hälfte noch ein retikulates Erscheinungsbild haben (kristalline Bereiche nur auf den ältesten Kammern) (Abb.11).

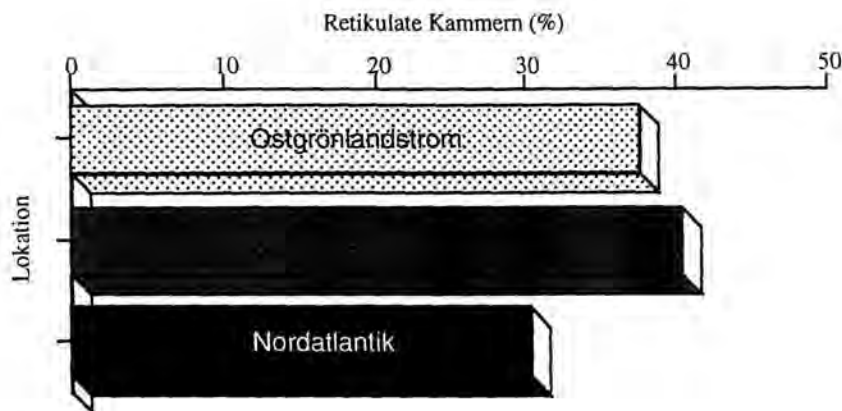


Abb. 11: Morphotyp der Art *N. pachyderma* aus den Oberflächensedimenten des Europäischen Nordmeer und des Nordatlantiks. Die Darstellung trennt in drei ozeanographische Domänen (Ostgrönlandstrom, Norwegenstrom und Nordatlantik).

Die größten Gehäuse in Verbindung mit starken Kalzifizierungserscheinungen finden sich im Nordatlantik im Bereich des Rockall-Plateaus. Hier ist auch die Artenvielfalt am größten, so daß zu vermuten ist, daß *N. pachyderma* im Nordatlantik in extremen Wassertiefen lebt, um den Konkurrenzkampf im Bereich der photischen Zone zu vermeiden, oder daß die ökologischen Bedingungen für die polare Art nicht optimal sind. Der Morphotyp wird im Stromstrich des Norwegenstromes stetig retikulater und die Gehäusedurchmesser gleichzeitig kleiner, so daß ein flacheres Wassermassenhabitat für *N. pachyderma* angenommen werden kann. Im Bereich des Westspitsbergenstromes mit den absinkenden atlantischen Wassermassen zeigt sich wieder eine Zunahme des kristallinen Morphotyps, der wiederum daraufhin deutet, daß die planktischen Foraminiferen ihr Habitat in größere Wassertiefen verlegen bzw. verlegen müssen.

Die Ausbildung der kristallinen Deckschicht bei *N. pachyderma* ist bei Formen aus den Sedimenten nur in den seltensten Fällen durchgehend über alle Hauptkammern hinweg ausgeprägt. Meistens bleibt die Kalzifizierung auf die beiden ältesten Kammern beschränkt, während die jüngeren Kammern noch retikulat aufgebaut sind oder gerade beginnen, eine gametogenetische Gehäuseverdickung zu bilden. Formen, die über alle Kammern hinweg retikulat sind, kommen ebenfalls nur selten vor und sind großwüchsig, während die Gehäuse mit durchgehend kristallinem Aufbau klein und gedrungen sind.

Die Untersuchungen zum Lösungsindex der Art *N. pachyderma* in den Oberflächensedimenten werden zum Teil durch den Kalzifizierungsprozeß erschwert, da durch das Aufwachsen erster Einzelkristallite der Ultrastruktur ein "angelöster" Charakter verliehen wird.

In den Untersuchungen zum Morphotyp der einzelnen Foraminiferen wird sowohl in den Oberflächen- als auch den Kernproben der dominierende Morphotyp als für das untersuchte Individuum charakteristisch angenommen. Formen, die zur Hälfte kristallin und zur anderen Hälfte retikulat ausgebildet sind, werden als kristallin eingestuft, weil in den meisten Fällen die vorletzte Kammer auch schon erste Kalzifizierungserscheinungen zeigt.

4.2 Stratigraphie

Die stratigraphische Grundlage der in dieser Arbeit untersuchten Bohrungen bilden die Magneto-, Isotopen- und Biostratigraphie der einzelnen DSDP/ODP-Bohrungen (DSDP Leg 81; ODP Legs 104, 105 und 151). Die Zeitskalen, auf die sich die paläozoostratigraphischen Arbeiten der letzten 10 Jahre beziehen, wechseln mit der Verdichtung und der Korrektur der einzelnen Datensätze. Die klassische Zeitskala von Berggren et al. (1985) wird von Cande & Kent (1992) im Zuge der weltweiten Verdichtung der magnetischen Polaritätsprofile wesentlich verbessert. Die känozoische Zeitskala der letzten 15 Mio. J. wird durch Shackleton et al. (1995) anhand der Isotopendaten des ODP-Legs 138 im Nordpazifik weiter präzisiert.

Wei (1994b) publiziert eine Tabelle, die die sofortige Umrechnung dieser drei bedeutensten Zeitskalen in die jeweilige andere Stratigraphie erlaubt. Da in der Diskussion auf eine Vielzahl von Artikeln eingegangen werden soll, die unterschiedliche stratigraphische Gerüste benutzt haben, sind die drei bedeutendsten Zeitskalen tabellarisch für die wichtigsten magnetostratigraphischen Fixpunkte aufgelistet (Tab.4). Für die Diskussion (Kap.5) sind sämtliche Literaturangaben auf die neue Zeitskala von Shackleton et al. (1995) umgerechnet worden.

Tab.4: Umrechnungstabelle der wichtigsten magnetostratigraphischen Fixpunkte der drei bedeutensten stratigraphischen Konzepte, die in dieser Untersuchung sowie in den meisten innerhalb dieser Arbeit zitierten Arbeiten verwendet wurden.

<u>Berggren et al.,</u>	<u>Cande & Kent,</u>	<u>Shackleton et al.,</u>	(Sub)-Chron
<u>1985</u>	<u>1992</u>	<u>1995</u>	
(Ma)	(Ma)	(Ma)	
0,730	0,780	0,780	Brunhes/Matuyama
0,910	0,984	0,990	Top Jaramillo
0,980	1,049	1,070	Basis Jaramillo
1,660	1,757	1,770	Top Olduvai
1,880	1,880	1,983	Basis Olduvai
2,470	2,600	2,600	Matuyama/Gauss
2,990	3,127	3,110	Basis Kaena
3,400	3,553	3,553	Basis Gauss

Bei der linearen Interpolation des Alters zwischen zwei Altersfixpunkten wurde in der Bohrung 646 mit einer Recoverytiefe gerechnet, während alle anderen Bohrungen auf Grund

ihrer wesentlich besseren Recoveryraten im Anhang gegen die Originaltiefe dargestellt sind und dementsprechend auch das Alter gegen die Originaltiefe errechnet worden ist.

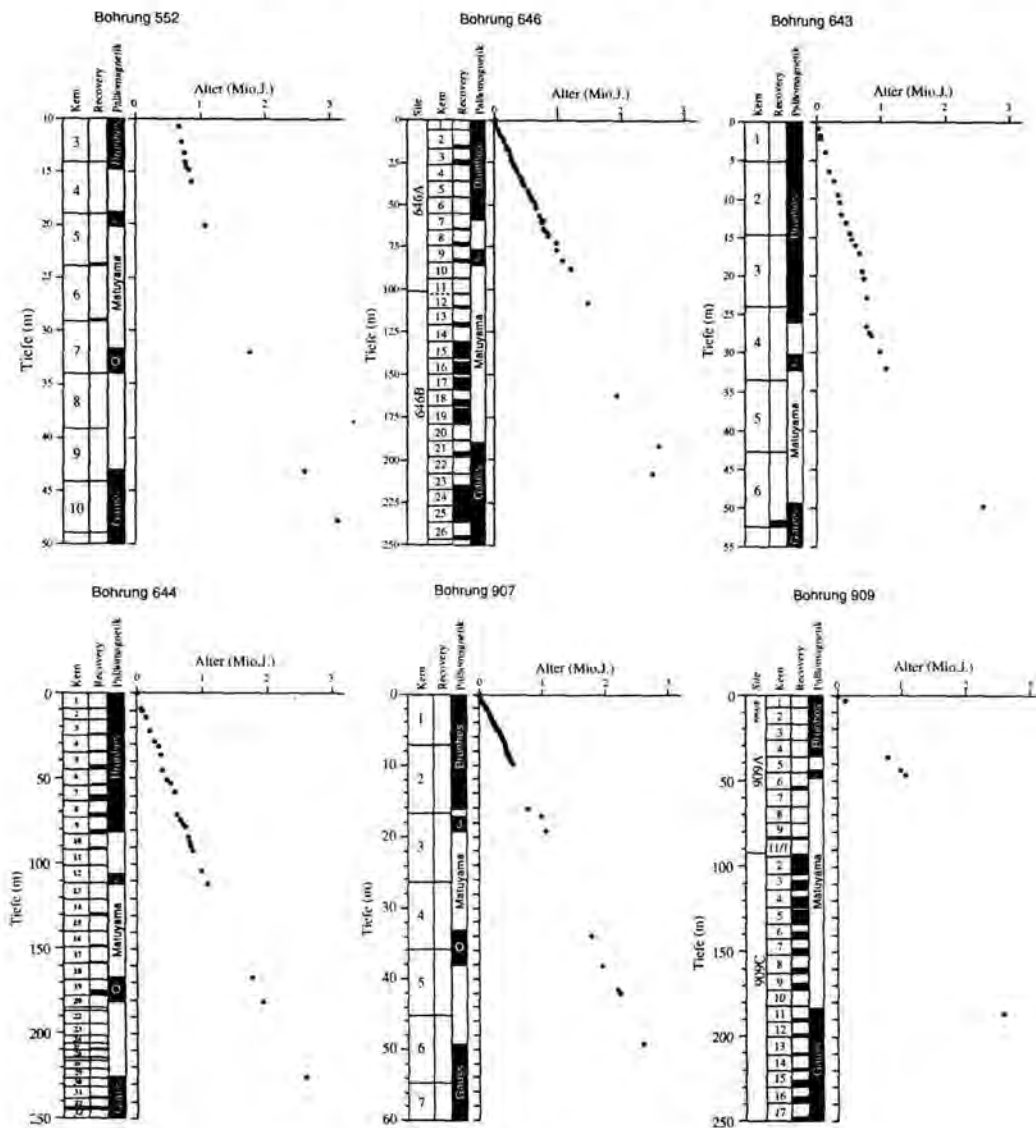


Abb.12: Alters/Tiefendarstellungen der untersuchten Bohrungen.

Im einzelnen basieren die Altersberechnungen der einzelnen Bohrungen (vgl. Abb.12) auf folgenden stratigraphischen Daten:

Bohrung 552

Die Datensätze zur Alters-Tiefen-Berechnung basieren auf magnetostratigraphischen Befunden von Krumsiek & Roberts (1984). Zusätzlich wurden für die Isotopenstadien 15 bis 22 die isotopenchemischen Befunde von Shackleton & Hall (1984) verwendet. Auf biostratigraphische Befunde wird größtenteils verzichtet, da in der Bohrung 552 sehr viele

morphologische Übergangsformen zwischen biostratigraphisch wertvollen Taxa auftreten (vgl. mit Backman et al., 1984).

Bohrung 646

Die Datensätze zur Berechnung der Alter für die Proben der Labradorsee-Bohrung basieren zum einen auf den magnetostratigraphischen Befunden von Clement et al. (1989) und für das Zeitintervall zwischen 0,9 Ma und dem Holozän auf der Sauerstoffisotopenstratigraphie von Aksu et al. (1989, 1992). Ferner wird im Alterstiefenplot (Abb.12) als biostratigraphisches Ereignis das letzte Auftreten von *Helicosphaera sellii* mitverwendet (Baldauf et al., 1989).

Bohrungen 643/644

Die Alterstiefenbeziehung (Abb.12) in den letzten 1,0 Mio. J. wurde auf Grund der Karbonatstratigraphie von Henrich & Baumann (1994) errechnet, wobei in der Bohrung 643 eine von Wolf (1991) erarbeitete und von Henrich & Baumann (1994) neu interpretierte Isotopenstratigraphie genutzt wurde. Die Fixpunkte im Kernabschnitt älter als 1,0 Ma beziehen sich in erster Linie auf magnetostratigraphische Befunde von Bleil (1989). Die Bohrung 643 zeigt zwei deutlich ausgebildete Hiaten. Eine Schichtlücke ist im Bereich der Olduvai Subchron nachgewiesen (Bleil, 1989). Fehlende Sedimentabschnitte sind ebenso in der ausgehenden Gausschron zu verzeichnen (Goll, 1989).

Bohrung 907

Die Datensätze basieren auf isotopenchemischen Befunden von Fronval & Jansen (submitted). Ferner sind die magnetostratigraphischen Datensätze eingearbeitet (Witte & Williamson, submitted). Der untere Teil des Quartärs ist durch die *N. pachyderma*-Zone definiert (Spiegler, submitted; vgl. auch mit dieser Arbeit), während der obere Teil durch das letzte Auftreten von *Cibicides grossa* bestimmt wird.

Bohrung 909

Die Bohrung in der Framstraße hat das schlechteste stratigraphische Gerüst aller untersuchten Bohrungen. Lediglich die magnetostratigraphischen Befunde sind uneingeschränkt nutzbar. Im Vergleich der Karbonatkurve von Bohrung 909 mit Karbonatkurven von Baumann & Matthiesen (1992) und Hebbeln et al. (1994) zeigt sich, daß die Kernoberfläche der ODP-Bohrung nicht bis in das Holozän reicht. Daher wurde die oberste Probe der Bohrung 909 bei 6 cm Kernteufe auf ein Alter von 11000 Jahren festgelegt (vgl. Baumann & Matthiesen, 1992). Für die Bohrung 909A ist noch keine Isotopenstratigraphie erarbeitet worden. Häufig wiederkehrende Schmelzwassereinflüsse verursachen in der Parallelbohrung 909B Schwierigkeiten bei der zeitliche Zuordnung der Isotopenstadien (frdl. mündl. Mitteilung G. Larvik). Die einzigen biostratigraphischen Befunde, das erste Auftreten der kalzifizierten *N. pachyderma* im Kern 8 der Bohrung 909A und das letzte Auftreten von *N. atlantica* in Kern 9 der Bohrung 909C (Spiegler, submitted) passen in das generelle Zeitgerüst dieser Studie, wurden im Alters-/Tiefenplot jedoch nicht berücksichtigt (Abb.12).

4.3 Paläozeanographische Ergebnisse

In diesem Ergebnisteil werden Karbonatgehalt, planktischer Foraminifereninhalt, biometrisch/morphometrische Eigenheiten der Schlüsselarten *Neogloboquadrina atlantica* und *Neogloboquadrina pachyderma* sowie die Karbonaterhaltung beschrieben. Aus diesen Kernbefunden wird für den Nordatlantik (Bohrungen 552 und 646) und das Europäische Nordmeer (Bohrungen 643, 644, 907 und 909) unabhängig voneinander eine Beschreibung der Paläozeanographie vom späten Pliozän bis heute abgeleitet. Diese Beschreibungen werden im Diskussteil aufgegriffen (Kap.5), in einen globalen Zusammenhang gestellt und zu einer Gesamtsynthese der Paläozeanographie der nördlichen Hemisphäre während der letzten ca. 3,2 Mio. J. zusammengefaßt.

Die Ergebnisse sind gegen die Zeit dargestellt. Abbildungen der Ergebnisse gegen die Kernteufe und die magnetostratigraphischen Befunde sind dem Datenanhang beigelegt.

4.3.1 Die planktischen Foraminiferen und deren Erhaltung im Nordatlantik (Bohrungen 552 und 646) während der letzten 3,2 Mio. J.

4.3.1.1 Rockall-Plateau (Bohrung 552)

4.3.1.1.1 Ergebnisse (Rockall-Plateau)

Die Karbonatdaten von Zimmerman et al. (1984) dokumentieren zwischen 3,2 Ma und 2,5 Ma gleichmäßig hohe Karbonatgehalte zwischen 90 Gew.-% und 100 Gew.-%. Erst bei 2,6 Ma ändert sich erstmalig und kurzfristig und bei ca. 2,5 Ma einschneidend und längerfristig dieses Erscheinungsbild. Der Zeitraum bis in das Holozän hinein ist danach durch extreme Fluktuationen zwischen 0 Gew.-% und 100 Gew.-% im Karbonatgehalt bestimmt (Abb.13).

Die Daten zu den planktischen Foraminiferen wurden an einem GEOMAR-Probensatz erhoben, der sich auf die Kerne 4-11 beschränkt, die ein Zeitintervall von 3,2 Ma bis 0,8 Ma umspannen. Die Ergebnisse zur planktischen Foraminiferenvergesellschaftung und den biometrisch/morphometrischen Eigenheiten der Schlüsselarten *N. pachyderma* und *N. atlantica* sin. sollen das Bild der Karbonatdaten weiter präzisieren. Die fehlenden Karbonatdaten im Kern 6 zwischen 1,6 Ma und 1,35 Ma der Bohrung 552 finden ihre Begründung in teilweise gestörten Sedimentstrukturen, die bei der Probennahme aufgetreten sind (Zimmermann et al., 1984). In dieser Arbeit wurden trotzdem die biometrisch/morphometrischen Daten innerhalb der betreffenden Sedimentsequenz erarbeitet, um das Zeitintervall zwischen 1,6 Ma und 1,35 Ma hinsichtlich der Foraminiferengehalte besser beurteilen zu können, zumal diesem Abschnitt in der zeitlichen Gesamtinterpretation große Bedeutung zukommt (Abb.13).

Die Gehalte an planktischen Foraminiferen über das Zeitintervall von 3,2 Ma bis 1,8 Ma unterliegen starken Schwankungen, wenngleich planktische Foraminiferen beständig auftreten und Spitzenwerte von über 100000 Ind./g ausgezählt wurden (Abb.14).

N. atlantica sin. verschwindet schon bei ca. 2,4 Ma weitgehend aus der Überlieferung und wird in ihrer Dominanz durch *Neogloboquadrina incompta* mit Gehalten von bis zu 35000 Ind./g ersetzt. Die hohen Individuenzahlen von *N. incompta* währen von ca. 2,4 Ma bis 1,8 Ma. Ab 1,8 Ma ist erstmalig *N. pachyderma* in signifikanten Gehalten bis zu 40000 Ind./g zu verzeichnen. Mit dem Auftreten dieser Art nehmen die Mengen aller anderen planktischen Foraminiferenarten in ihren maximalen Gehalten ab. Zwischen 1,3 Ma und 1,15 Ma gibt es ein Intervall, welches durch das Fehlen von *N. pachyderma* charakterisiert ist und innerhalb der Gattung *Neogloboquadrina* wieder erhöhte Anteile der Art *N. incompta* (ähnlich dem Intervall von 2,4 Ma bis 1,8 Ma) anzeigt. Die subpolare Organismengruppe (insbesondere die Arten *Globigerina bulloides* und *Turborotalia quinqueloba*) erreicht in diesem Kernabschnitt wieder Anteile von bis zu 99 Gew.-%.

Die Vermessungsdaten an den Arten *N. pachyderma* und *N. atlantica* sin. verdeutlichen die Befunde der Auszählraten (Abb.14). In dem Zeitabschnitt zwischen 3,2 Ma und 2,4 Ma sind bei gleichbleibender Standardabweichung (ca. 60 μ m) extreme Gehäusegrößen mit dem Auftreten von *N. atlantica* sin. gekoppelt. Der Zwischenabschnitt, in dem *N. incompta* dominiert und beide zu vermessenden Arten bzw. Phänotypen nur geringe Gehalte aufweisen, ist durch stark fluktuierende Gehäusedurchmesser (zwischen 175 μ m und 400 μ m) charakterisiert. Mit dem erstmaligen signifikanten Auftreten von *N. pachyderma* bei 1,8 Ma werden diese stark schwankenden Größen, die mit dem Auftreten einer morphologisch nicht festgelegten Übergangsform (*N. atlantica-pachyderma* "intergrade") verbunden sind, durch gleichmäßig kleine Gehäusegrößen zwischen 150 μ m und 250 μ m ersetzt. Das häufigere Auftreten von *N. pachyderma* und ein völliges Verschwinden von *N. atlantica* sin. manifestiert sich desweiteren in sehr gleichmäßig niedrigen Standardabweichungen der Gehäusedurchmesser. Ein paralleles Auftreten von Phänotypen innerhalb dieses Kernabschnittes erscheint demnach ausgeschlossen. Während zwischen 3,2 Ma und 2,4 Ma die Standardabweichungen zwischen 60 μ m und 70 μ m liegen und das Auftreten zweier Phänotypen symbolisieren, sind nach 1,8 Ma nur noch Standardabweichungen von weit unter 50 μ m zu verzeichnen.

Die Gehalte von *N. pachyderma* variieren im Zeitintervall zwischen 1,8 Ma und 0,8 Ma zwischen 2000 und 40000 Ind./g mit Ausnahme eines Bereiches bei ca. 0,9 Ma und in einem etwas längeren Abschnitt zwischen 1,35 Ma und 1,2 Ma (Abb.13 und 14). Letzterer Abschnitt leitet in eine Phase über, in der eine Größenzunahme in den Gehäusedurchmessern von *N. pachyderma* wieder signifikant wird.

Neben der drastischen Größenzunahme bei 1,15 Ma zeigt sich eine zweite morphologische Veränderung der Art *N. pachyderma* in der Zunahme des retikulaten Aufbaues der Globularkammern (Abb.13).

Die Studien zur Karbonaterhaltung auf dem Rockall-Plateau dokumentieren keine signifikanten Lösungsereignisse in allen untersuchten Sedimentsequenzen. Die Lösungsindizes liegen im Durchschnitt um den REM-Lösungsindex 1. Eine deutliche Verbesserung der Erhaltung ist jedoch bei ca. 1,2 Ma zu verzeichnen. Im folgenden finden sich fast ausnahmslos Proben, die einen Erhaltungsindex von unter 1 zeigen. Die Erhaltungsverschlechterung mit zunehmender Kerntiefe findet ihre Ursache wohl eher in frühdiagenetischen Effekten als in der paläozeanographischen Geschichte des Bodenwassers.

Bohrung 552 (Rockall-Plateau)

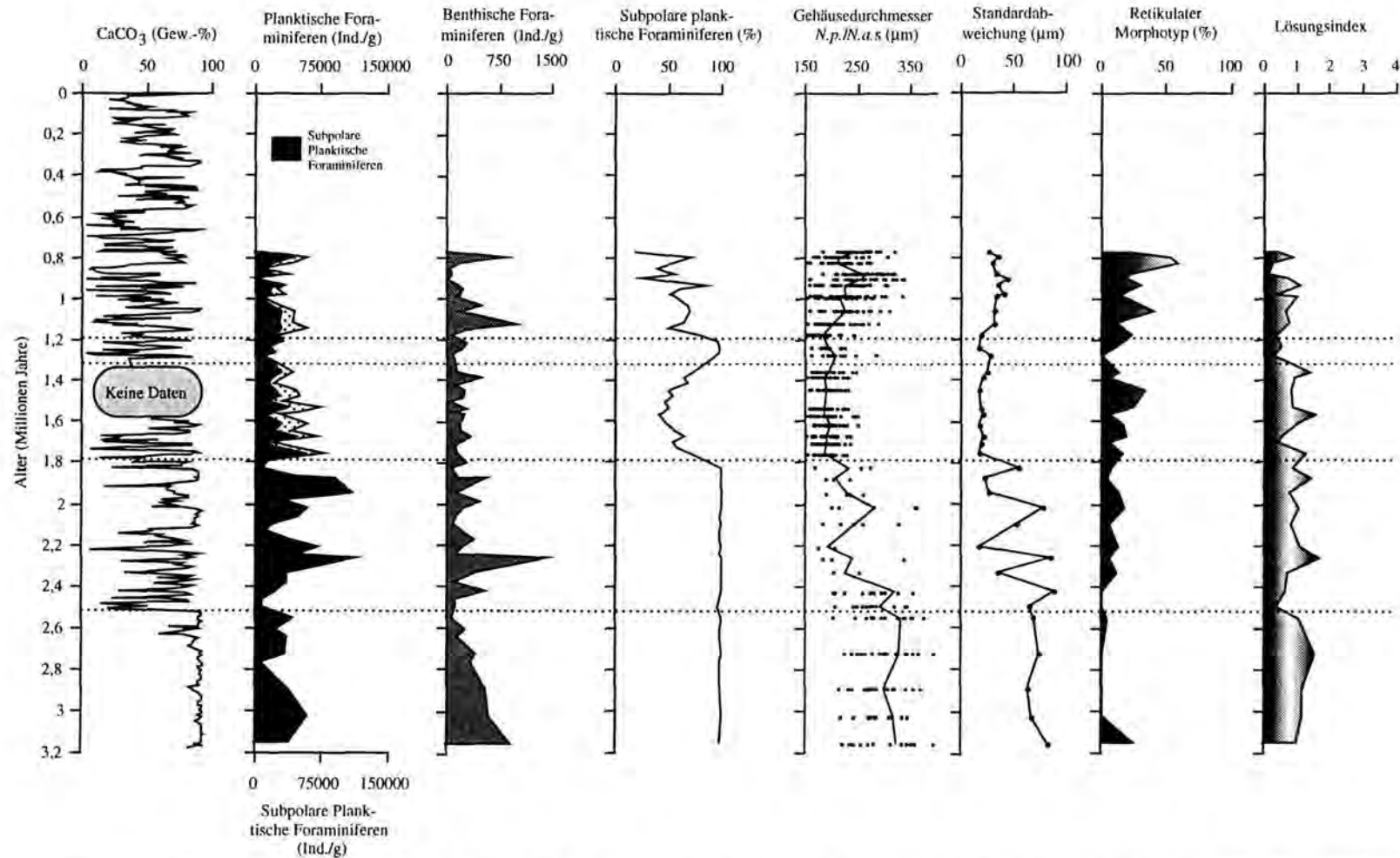


Abb.13: Karbonatanteil, Mengenanteile der planktischen, benthischen und subpolaren Foraminiferen in Ind./g sowie %-Anteil des subpolaren Planktons an der Gesamtforaminiferenvergesellschaftung im Vergleich zu den bio- morphometrischen Datensätzen und dem Lösungsindex in der Bohrung 552 in den letzten 3,2 Mio. J. Die Karbonatgehalte wurden der Arbeit von Zimmermann et al. (1984) entnommen. Mit gestrichelten Linien sind die paläozanographischen Entwicklungsphasen des Rockall-Plateaus gekennzeichnet.

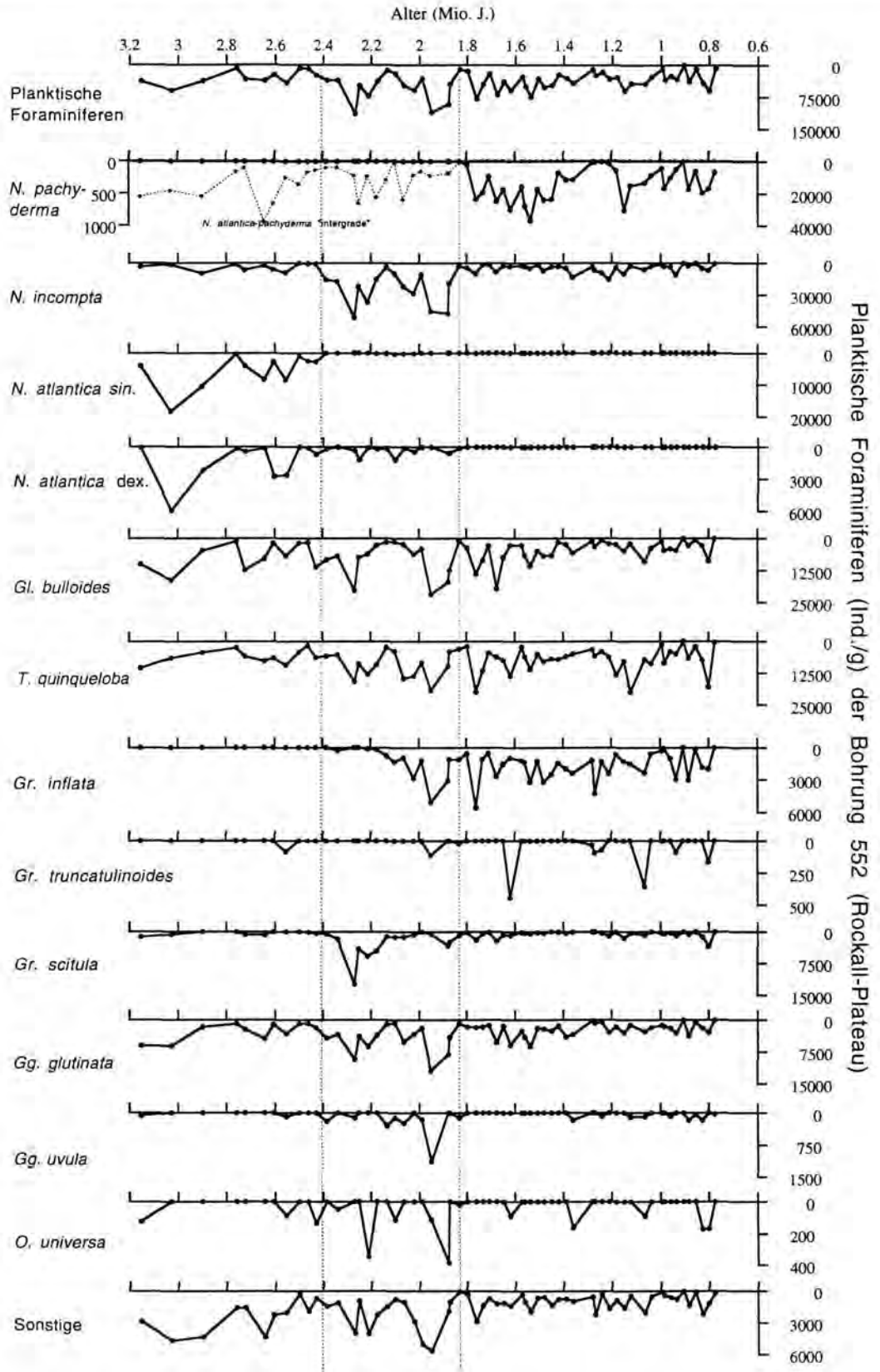


Abb.14: Planktische Foraminiferenverteilung (in Ind./g) im Zeitintervall 3,2 Ma bis 0,8 Ma auf dem Rockall-Plateau (Bohrung 552).

4.3.1.1.2 Statistische Auswertung (Rockall-Plateau)

In der Faktorenanalyse der planktischen Foraminiferenvergesellschaftung wurden die Gattungen *Globigerinita* und *Globorotalia* nicht in ihre Arten untergliedert. Drei Faktoren mit Eigenwerten von über 1 erklären über 80% der totalen Varianz (Tab.5). Die drei Faktoren bestehen aus einer subpolaren Faunengruppe (Faktor 1) mit den Gattungen *Globigerinita* und *Globorotalia* sowie den Arten *N. incompta*, *G. bulloides* und *T. quinqueloba*, einem "Evolutionfaktor" (Faktor 2) mit hohen Faktorladungen von *N. atlantica* sin. und dex. sowie einem polaren Faktor (Faktor 3), der lediglich die kaltwasseradaptierte Art *N. pachyderma* hoch ladend beinhaltet.

Tab. 5: Faktormatrix der planktischen Foraminiferenvergesellschaftung (Bohrung 552)

Bohrung 552	Faktor 1	Faktor 2	Faktor 3
	"subpolar"	Evolution	"polar"
<i>N. pachyderma</i>	0.069	-0.193	0.946
<i>N. incompta</i>	0.843	-0.139	-0.449
<i>N. atlantica</i> s.	-0.026	0.965	-0.066
<i>N. atlantica</i> d.	0.041	0.923	-0.142
<i>G. bulloides</i>	0.820	0.296	0.103
<i>T. quinqueloba</i>	0.727	-0.040	0.309
<i>Globorotalia</i>	0.841	-0.290	0.026
<i>Globigerinita</i>	0.881	0.144	-0.032
Eigenwerte	3.404	2.033	1.228
%-Tot.Varianz	42.550	25.410	15.350

Die Anwendung der Regressionsanalyse auf die biometrisch/morphometrischen sowie chemischen (Karbonatgehalt und Lösungsindex) Datensätze der Bohrung 552 veranschaulicht zum einen, daß die kleineren Gehäusedurchmesser in Verbindung mit einem eher retikulaten Morphotyp das Auftreten der Art *N. pachyderma* definieren. Interessanterweise findet sich zum anderen bei allgemein guter Erhaltung ein signifikanter statistischer Zusammenhang zwischen hohen Karbonatgehalten und erhöhten Lösungsindizes. Dieses Phänomen steht im Kontrast zum eigentlichen Lösungsbild im Atlantik (vgl. mit Kap.5.2) mit geringer Karbonatlösung in den Interglazialen und hoher Lösung in den Glazialen. Die Erklärung für diesen Zusammenhang muß daher nicht in der Tiefenwassereinflußnahme gesucht werden (Bohrung 552 liegt in einer Wassertiefe von 2300 m), sondern eher in der verstärkten interglazialen Produktivität in den Oberflächenwassermassen, welche über einen CO₂-Transfer in die Sedimente einen leicht korrosiven Porenwasserchemismus induziert.

4.3.1.2 Labradorsee (Bohrung 646)

4.3.1.2.1 Ergebnisse (Labradorsee)

Bei der Untersuchung der Bohrung 646 wurde ein "composite"-Datensatz der Bohrungen 646A und 646B verwendet. Bis einschließlich Kern 11 wurden die Daten in dieser Studie an der Bohrung 646A erhoben, während der Abschnitt von Kern 12 bis 26 auf Material der Bohrung 646B basiert (vgl. hierzu Wolf, 1991).

Die Karbonatdaten der Bohrung 646 gründen auf einen Datensatz von Wolf (1991), der in dem Zeitabschnitt der niedrigeren Karbonatgehalte zwischen 3,2 Ma und 1,0 Ma um ca. 130 Proben erweitert worden ist. Dieser Bereich ist im Intervall zwischen 3,2 Ma und 1,8 Ma zudem durch abschnittsweise sehr geringe Recoveryraten charakterisiert.

Zwischen 3,2 Ma und 2,75 Ma sind allgemein höhere Karbonatgehalte (bis zu 20 Gew.-%) zu verzeichnen, während im Zeitintervall zwischen 2,75 Ma und 2,3 Ma nur sehr geringe Karbonatgehalte (<5 Gew.-%) überliefert sind, die nur episodisch 10 Gew.-% erreichen (Abb.15). Zwischen 2,3 Ma und 1,8 Ma (im Zeitintervall von 1,9 Ma bis 1,8 Ma gibt es keine Proben) sind wieder signifikante Karbonatgehalte zu beobachten (Gehalte von über 20 Gew.-%). Ab 1,6 Ma erreichen diese Gehalte bis zu 50 Gew.-% und fluktuieren relativ gleichmäßig bis zur Kernoberfläche, wobei jedoch im Kernabschnitt zwischen 1,6 Ma und 1,1 Ma in großen Mengen authigene Zemente auf den Grobfraktionspartikeln nachzuweisen sind (vgl. mit Kap.4.1.1) und dementsprechend die Karbonatgehalte nicht ausschließlich biogen sind. Zusätzlich zu diagenetischen Karbonatpräzipitaten wurden vereinzelt auch terrigene Karbonatpartikel nachgewiesen.

Die planktischen Foraminiferendaten des Abschnittes zwischen 1,0 Ma und dem Holozän sind den Arbeiten von Aksu et al. (1989, 1992) entnommen worden. Die anderen biometrisch/morphometrischen Parameter sowie die Untersuchungen zur Karbonatlösung sind hingegen bis zur Kernoberfläche innerhalb dieser Untersuchung erarbeitet worden. Die planktischen Foraminiferendaten im Abschnitt zwischen 3,2 Ma und 1,0 Ma, die in dieser Studie erhoben worden sind, wurden zusätzlich durch Isotopenmessungen erweitert.

Zwischen 3,2 Ma und 2,75 Ma sind insgesamt signifikante Foraminiferengehalte zu verzeichnen, die jedoch nie Gehalte von über 500 Ind./g übersteigen (Abb.16). Die Foraminiferenvergesellschaftung wird dabei zwischen 3,2 Ma und 3,0 Ma von *G. bulloides* mit Gehalten bis zu 50 Ind./g dominiert. Untergeordnet treten *N. atlantica* sin. (bis zu 10 Ind./g) und *Globorotalia scitula*, *N. atlantica* dex. und *Globigerinita glutinata* (akzessorisch) auf. Bei 3,0 Ma ist ein Ereignis mit der Dominanz der Art *N. atlantica-pachyderma* "intergrade" mit einer Individuenzahl von über 350 Ind./g belegt. Ab 2,9 Ma ist *N. atlantica* sin. mit Gehalten zwischen 20 Ind./g und 400 Ind./g die dominierende planktische Foraminiferenart, und *G. bulloides* kommt nur noch untergeordnet mit Gehalten von unter 10 Ind./g vor. Zwischen 2,75 Ma und ca. 2,1 Ma sind insgesamt nur äußerst geringe planktische Foraminiferenmengen

(weniger als 5 Ind./g) nachzuweisen. Etwas erhöhte Foraminiferengehalte sind ab 2,1 Ma in Form von einigen Individuen der Art *N. incompta*, *G. bulloides*, *T. quinqueloba* und *N. atlantica* sin. und dex. vorhanden. Einige wenige Individuen (bis zu 50 Ind./g), die als Übergangsform zwischen *N. atlantica* sin. und *N. pachyderma* aufzufassen sind (*N. atlantica-pachyderma* "intergrade") sind ebenfalls vorhanden. Ab 1,8 Ma (zwischen 140 m und 130 m Kernteufe, entspricht dem Altersintervall zwischen 1,95 Ma und 1,8 Ma, ist die Recoveryrate wieder sehr gering) kommen erneut nur geringe Anteile an planktischen Foraminiferen vor, die bei 1,6 Ma auf nennenswerte Gehalte von über 1000 Ind./g zunehmen. Die Diversität der planktischen Foraminiferengemeinschaft erhöht sich in diesem Abschnitt um die Arten *Globorotalia inflata*, *Globorotalia truncatulinoides* und *Globigerinita uvula*. Zwischen 1,35 Ma und 1,2 Ma findet sich ein weiteres Intervall, welches nahezu frei von Foraminiferen ist. Ab 1,2 Ma bis 1,0 Ma und weiter bis zum Holozän (vgl. Aksu et al., 1989) werden in den Proben in der Regel hohe Gehalte an planktischen Foraminiferen festgestellt. In diesem Abschnitt wurden erste Individuen der Art *Orbulina universa* beobachtet (Abb.16).

Während planktische Foraminiferen in relativ vielen Zeitintervallen fast völlig fehlen, sind im pliozänen-frühpleistozänen Zeitabschnitt immer Anteile benthischer Foraminiferen vorhanden, die für ein insgesamt hohes Benthos/Plankton-Verhältnis in diesem Zeitabschnitt sorgen. Ausnahmen bilden hierbei nur die Bereiche zwischen 2,4 Ma und 2,2 Ma sowie 1,35 Ma und 1,2 Ma (Abb.15).

Bis 2,4 Ma treten die größten Gehäusedurchmesser parallel mit den maximalen Gehalten von *N. atlantica* sin. auf (Abb.15). Ab 2,4 Ma finden sich zunehmend kleinere Formen, die ab 1,8 Ma in einen Bereich führen, der durch sehr kleine Organismen charakterisiert ist (Mittelwert unter 200 µm). Erst nach dem nahezu foraminiferenfreien Intervall zwischen 1,35 Ma und 1,2 Ma nehmen die Gehäusedurchmesser von *N. pachyderma* mit Ausnahme eines Zeitintervalles zwischen 0,7 Ma und 0,6 Ma kontinuierlich wieder zu. Der Morphotyp der Arten *N. pachyderma* und *N. atlantica* sin. weist auf ein ähnliches Entwicklungsbild hin. Dominant retikulate Organismen zwischen 3,2 Ma und 3,0 Ma werden ab 2,9 Ma durch kristallin ausgebildete Organismen abgelöst. In der Zeit zwischen 2,9 Ma und 1,2 Ma fluktuiert die Ausbildung des Morphotyps extrem. Erst ab 1,2 Ma ändert sich dieses höchst variable Erscheinungsbild zeitgleich mit den zunehmenden Foraminiferengehalten. Gemeinschaften, die ausschließlich durch Gehäuse kristallinen Morphotyps dominiert werden, sind dann zwischen 1,2 Ma und dem Holozän nicht mehr zu verzeichnen.

Die Karbonaterhaltung in der nördlichen Labradorsee ist zwischen 3,2 Ma und 2,75 Ma relativ gut (Ausnahme in der Lösungskurve durch Laborlösung, vgl. mit Kap.4.1.2) (Abb.15). Die Lösungsindizes bewegen sich in diesem Bereich zwischen 0,5 und 2,3. Erst zwischen 2,75 Ma und 2,3 Ma zeigen die wenigen gefundenen Organismen extreme Karbonatlösung mit Lösungsindizes zwischen 2,5 und 4. In dem Zeitabschnitt zwischen 2,3 Ma und 1,75 Ma wird

extrem gute Erhaltung mit Lösungsindizes unterhalb von 1 beobachtet. Zudem sind die dominierenden Arten innerhalb dieses Bereiches sehr fragil (z.B. *T. quinqueloba*). Die Lösungsindizes zwischen 1,75 Ma und 1,35 Ma sind demgegenüber sehr variabel. Lösungspulse mit Indizes zwischen 3 und 4 alternieren mit recht guter Erhaltung und Indizes zwischen 1 und 2. Zwischen 1,35 Ma und 1,2 Ma findet sich hingegen wieder ein Bereich mit langfristiger extremer Karbonatlösung (Lösungsindizes zwischen 1,5 und 4), der ab 1,2 Ma in einen Zeitabschnitt mit guter Karbonaterhaltung überleitet. Letzterer ist bis in das Holozän durch sehr gute bis gute Erhaltung charakterisiert und nur durch vereinzelte Lösungsereignisse in den Karbonatminima unterbrochen, wobei diese Karbonatlösung nie Indizes über 3 aufweist (Abb.15).

Bohrung 646 (Labrador See)

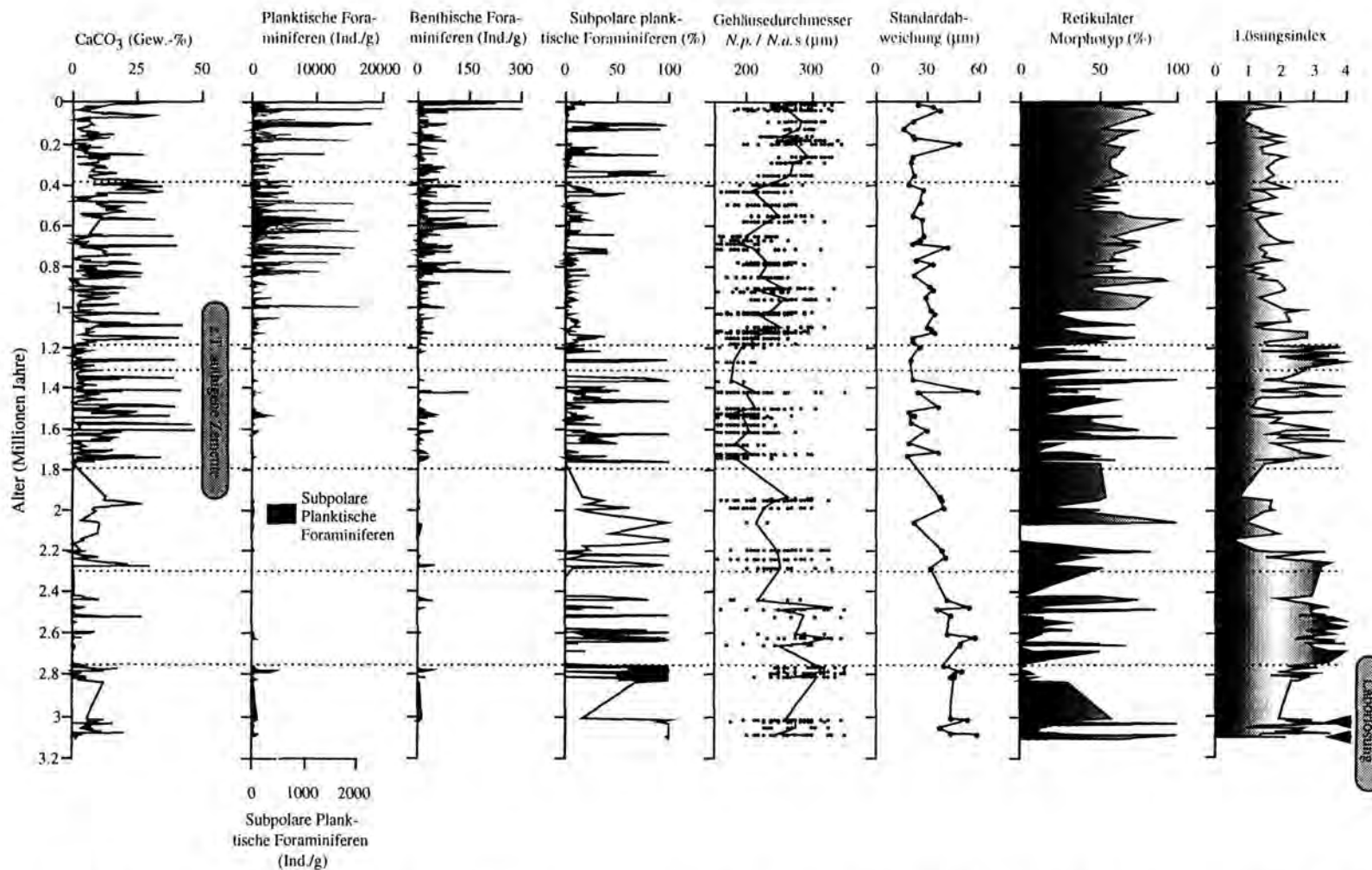


Abb. 15: Karbonatanteil, Mengenanteile der planktischen, benthischen und subpolaren Foraminiferen in Ind./g sowie %-Anteil des subpolaren Planktons an der Gesamtforaminiferenvergesellschaftung im Vergleich zu den bio- morphometrischen Datensätzen und dem Lösungsindex in der Bohrung 646 in den letzten 3,2 Mio. J. Die absoluten Anteile der Foraminiferen in den letzten 1,0 Mio. J. wurden der Arbeit von Aksu et al. (1989) entnommen. Mit gestrichelten Linien sind die paläozanographischen Entwicklungsphasen der Labrador See gekennzeichnet.

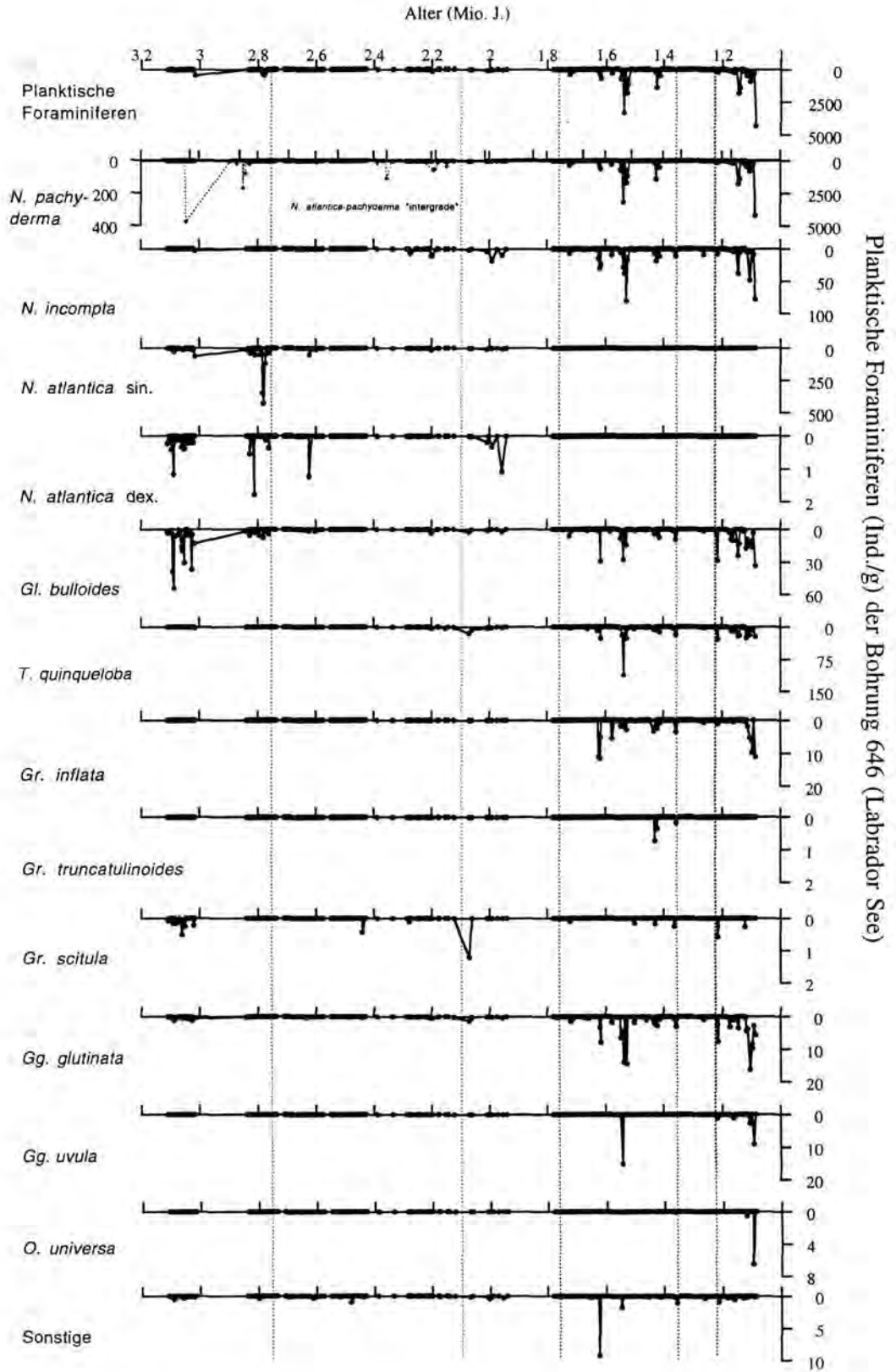


Abb.16: Planktische Foraminiferenverteilung (in Ind./g) im Zeitintervall 3,2 Ma bis 1,0 Ma in der nördlichen Labrador See (Bohrung 646).

4.3.1.2.2 $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Daten (Bohrung 646)

Die Auflösung der stabilen Isotopenmessungen ist durch die Bereiche niedrigen Kerngewinns und durch eine Reihe foraminiferenfreier Intervalle stark eingeschränkt. Dennoch werden sowohl in den $\delta^{13}\text{C}$ - als auch in den $\delta^{18}\text{O}$ -Daten einige auffallende Trends beobachtet. Zwischen 3,2 Ma und 2,7 Ma dokumentieren leichte Werte im $\delta^{13}\text{C}$ (zwischen $-1,0\text{‰}$ und 0‰) einen hohen Nährstoffgehalt in den Oberflächenwassermassen (Abb.17). Relativ schwere Benthos $\delta^{13}\text{C}$ -Daten aus dem Nordatlantik (Raymo et al., 1992) und dem Europäischen Nordmeer (Jansen et al., 1989) belegen jedoch für diesen Zeitraum gut durchlüftete, nährstoffarme Bodenwassermassen im gesamten nördlichen Nordatlantik. Eine abrupte Veränderung der leichten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte ist in der Labradorsee ab 2,85 Ma zu beobachten. Von 2,85 Ma bis 1,75 Ma sind die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im Plankton größer als $0,5\text{‰}$. Die Ursache dieser signifikanten Veränderung kann ihre Begründung in der langfristigen Festlegung von Nährstoffen in den Bodenwassermassen der Labradorsee finden. Mit der Intensivierung der biogenen Karbonatproduktion gibt es zwischen 1,75 Ma und 1,4 Ma wieder leichtere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (zwischen $-1,5\text{‰}$ und $0,3\text{‰}$) im Plankton. Ein Trend zu leicht schwereren Werten bis $0,5\text{‰}$ ist bei 1,55 Ma zu verzeichnen.

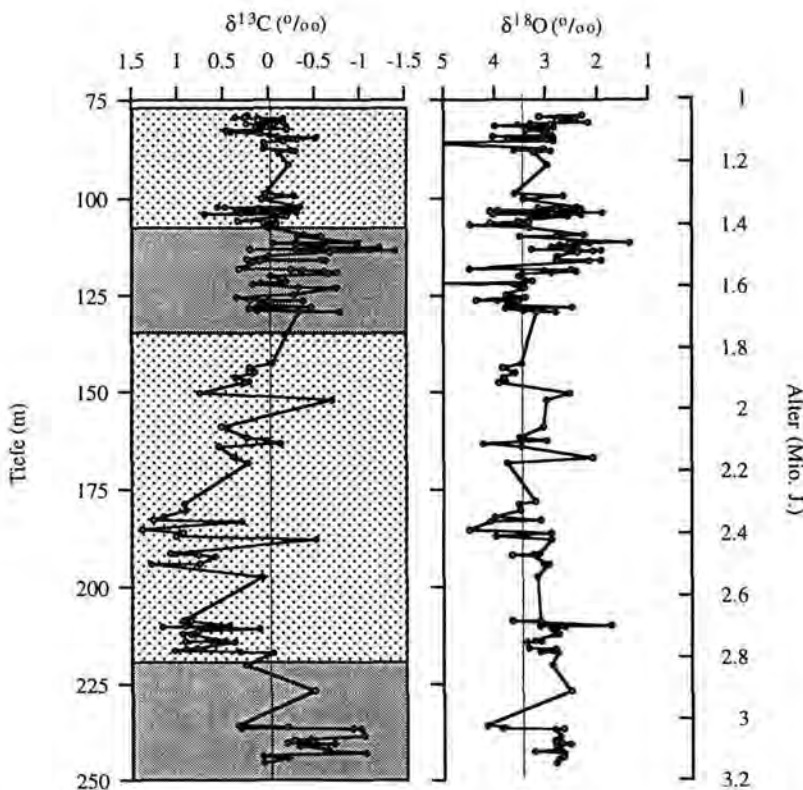


Abb.17: Planktische $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven des Tiefenintervalles 75 m - 250 m (entspricht dem Zeitintervall von 3,2 Ma bis 1,0 Ma) der Bohrung in der nördlichen Labrador See (Bohrung 646). Die Messungen wurden zwischen 3,2 Ma und 2,4 Ma an *N. atlantica* sin., zwischen 2,4 Ma und 1,8 Ma an *N. atlantica-pachyderma* "intergrade" und zwischen 1,8 Ma und 1,0 Ma an *N. pachyderma* vorgenommen..

Eine mögliche Ursache für eine stufenweise Abreicherung des ^{13}C zwischen 2,55 Ma und 1,7 Ma liegt in den untersuchten planktischen Foraminiferen begründet. Der Übergang von *N. atlantica* über *N. atlantica-pachyderma* "intergrade" bis hin zu Individuen von *N. pachyderma* ist charakterisiert durch eine ^{13}C -Abreicherung (der große Phänotyp *N. atlantica* ($\delta^{13}\text{C}$: 0,2 ‰; $\delta^{18}\text{O}$: 3,6 ‰) zeigt bei Vergleichsmessungen in der Probe 16X-1-34 sowohl schwerere $\delta^{18}\text{O}$ -als auch $\delta^{13}\text{C}$ -Werte als *N. atlantica-pachyderma* "intergrade" ($\delta^{13}\text{C}$: -0,3 ‰; $\delta^{18}\text{O}$: 3,2 ‰)).

Insgesamt erscheint es sehr auffällig, daß schwere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des Planktons und niedrige Nährstoffgehalte in den Oberflächenwassermassen mit hoher Karbonatlösung am Meeresboden korrespondieren (Abb.17).

Leichte $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen 2,0 ‰ und 3,5 ‰ lassen sich zwischen 3,2 Ma und 2,75 Ma nachweisen, wobei sich bei 3,0 Ma ein kurzfristiges Ereignis mit schweren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten (4 ‰) zeigt und zwischen 2,9 Ma und 2,5 Ma eine langsame graduelle Anreicherung von ^{18}O belegt ist. Insgesamt ist aber zwischen 2,9 Ma und 1,75 Ma kein signifikanter $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopentrend zu beobachten (vgl. aber auch mit der niedrigen Recovery-Rate, der hohen Karbonatlösung und der allgemein niedrigen Karbonatschalenproduktion). Sehr schwere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von 4,5 ‰ sind bei ca. 2,4 Ma belegt. Ab 1,75 Ma sind Glazial/Interglazial-Amplituden von 3 ‰ zu verzeichnen, die denen des späten Pleistozäns vergleichbar sind (Abb.17).

4.3.1.2.3 Statistische Auswertung (Bohrung 646)

Die Faktorenanalyse der planktischen Foraminiferenassoziation in der Bohrung 646 errechnet im Vergleich zur Bohrung 552 lediglich zwei signifikant hoch ladene Faktoren (Tab.6). Zum einen zeigt *N. atlantica* hohe Faktorenladungen und definiert damit in Analogie zur Bohrung 552 den "Evolutionfaktor", während alle anderen planktischen Foraminiferenarten gleichsam hoch laden und keine polare von einer subpolaren Organismengruppe zu unterscheiden ist. Planktische Foraminiferengemeinschaften in der nördlichen Labradorsee zwischen 3,2 Ma und 1,0 Ma sind nicht eindeutig polar. Demnach fällt *N. pachyderma* in dem besagten Zeitintervall noch nicht die polare Rolle zu, die sie heute einnimmt.

Tab.6: Faktormatrix der planktischen Foraminiferenvergesellschaftung (Bohrung 646)

Bohrung 646	Faktor 1	Faktor 2
	"subpolar"	Evolution
<i>N. pachyderma</i>	0.871	0.004
<i>N. incompta</i>	0.866	0.062
<i>N. atlantica s.</i>	-0.034	-0.969
<i>G. bulloides</i>	0.643	-0.272
<i>T. quinqueloba</i>	0.793	-0.023
<i>Globorotalia</i>	0.635	0.104
<i>Globigerinita</i>	0.776	0.023
Eigenwerte	3.557	1.029
%-Tot.Varianz	50.820	14.700

Die Regressionsanalyse dokumentiert lediglich den interessanten Sachverhalt, daß der Karbonatgehalt keine signifikanten Korrelationen mit anderen Parametern aufweist. Dieses findet seine Begründung in den authigenen Zementationsprozessen sowie dem IRD-Eintrag, die deshäufigeren hohe Karbonatgehalte im Zeitabschnitt zwischen 1,8 Ma und 1,0 Ma verursachen.

4.3.1.3 Zusammenfassung: Der nördliche Nordatlantik in den letzten 3,2 Mio. J.

Zwischen dem Rockall-Plateau und der nördlichen Labradorsee dokumentieren sich in den letzten 3,2 Mio. J. extreme Gradienten sowohl in der Erhaltung als auch in den absoluten Individuenzahlen der planktischen und benthischen Foraminiferen. Es zeigen sich trotz aller Konzentrationsunterschiede aber signifikante Gemeinsamkeiten in der Biometrie und der Morphometrie der Arten *N. pachyderma* und *N. atlantica* sin., die konvergente Muster in der Entwicklung dieser beiden Arten unabhängig von der Lokation widerspiegeln. Im einzelnen sind folgende Einzelheiten belegt:

- Im Nordatlantik ist eine Abnahme der Karbonatgehalte mit einer Intensivierung des IRD Eintrages zwischen 2,75 Ma und 2,6 Ma zu verzeichnen.
- Der offene Nordatlantik wird später durch Eisbergdrift beeinflusst als die eisschildnahe Lokation der nördlichen Labradorsee.
- Im gesamten Nordatlantik ist ein Aussetzen der Art *N. atlantica* sin. erst zeittransgressiv nach dem 2,75 Ma/2,6 Ma-Ereignis bei 2,4 Ma zu verzeichnen.
- Synchron setzen im Nordatlantik bei 1,8 Ma die kleinen *N. pachyderma* ein.
- Zwischen 1,35 Ma und 1,2 Ma/1,1 Ma gibt es im Nordatlantik nur sehr wenige Individuen der Art *N. pachyderma*.
- Während in der nördlichen Labradorsee in langen Zeitabschnitten starke Karbonatlösung belegt ist, blieb das Rockall-Plateau von starker Karbonatlösung völlig verschont.
- Nach 1,1 Ma sind im gesamten Nordatlantik größere Gehäusedurchmesser und retikulate Morphotypen der Art *N. pachyderma* zu beobachten.

4.3.2 Die planktischen Foraminiferen und deren Erhaltung im Europäischen Nordmeer (Bohrungen 643, 644, 907 und 909) während der letzten 3,2 Mio. J.

4.3.2.1 Vøring-Plateau (Bohrungen 643 und 644)

4.3.2.1.1 Ergebnisse (Vøring-Plateau, Bohrung 644)

Die Karbonatgehalte, die Karbonatlösungsdaten sowie die Gesamtforaminiferengehalte in Gew.-% der Bohrungen 643 und 644 wurden schon von Henrich & Baumann (1994) ausführlich beschrieben. Biometrie/Morphometrie von *N. pachyderma*/*N. atlantica* wurden jedoch in der vorliegenden Arbeit erstmalig untersucht. Zudem wurde die Karbonatgehaltskurve und die Lösungskurve der Bohrung 644 verdichtet und letztere um den Zeitraum zwischen 3,0 Ma und 2,7 Ma erweitert. Weiterhin sind an einem ausgewählten Probensatz die planktischen Foraminiferengemeinschaften quantifiziert worden, um die Vergleichbarkeit der Datensätze mit denen des Nordatlantiks zu gewährleisten.

Im folgenden sollen die neu hinzugewonnenen Datensätze beschrieben werden sowie Details, die für eine paläozoostratigraphische Synthese des Europäischen Nordmeeres wichtig sind und zum Teil auch neu zu interpretieren sind, aus den schon vorhandenen Daten (Henrich & Baumann, 1994) noch einmal herausgestellt werden.

Die Karbonatgehalte der Bohrung 644 (Abb.18) zeigen bei 2,75 Ma eine Abnahme von nahezu 30 Gew.-% auf Gehalte zwischen 0 und 5 Gew.-%. Vor dieser Abnahme ist die Karbonaterhaltung mit Lösungsindizes zwischen 0,7 und 1,5 sehr gut. Der Abnahme im Karbonatgehalt folgt eine verschlechterte Karbonaterhaltung im Zeitabschnitt zwischen 2,7 Ma und 1,8 Ma mit Lösungsindizes zwischen 3 und 4. Nur sehr episodische Verbesserungen der Karbonaterhaltung in dieser Phase mit Lösungsindizes zwischen 1 und 2 sind in kleinen Karbonatmaxima ab 2,3 Ma belegt. Eine langfristige Verbesserung der Karbonaterhaltung mit Lösungsindizes zwischen 0,7 und 2 ist im Zeitintervall zwischen 1,8 Ma und 1,35 Ma zu beobachten, welches wiederum von einer Phase zwischen 1,35 Ma und 1,15 Ma mit extrem schlechter Karbonaterhaltung und Lösungsindizes von 2,5 bis 4 gefolgt wird. Nach diesem Intervall verbessert sich die Karbonaterhaltung bis in das Holozän mit "pulsartigen" Unterbrechungen, großenteils in den Deglazialzeiten, deutlich, wobei die kleinsten Lösungsindizes (<0,7) in den letzten 0,7 Mio. J. erreicht werden (vgl. mit Henrich & Baumann, 1994).

Die Gehalte der planktischen Foraminiferenarten in der Bohrung 644 sind zwischen 3,0 Ma und 1,8 Ma nur sehr gering und liegen zwischen 0 und 250 Ind./g. Es wurden die subpolaren Arten *N. incompta*, *N. atlantica*, *G. bulloides*, *T. quinqueloba* mit Gehalten über 10 Ind./g sowie akzessorisch auch *G. scitula* festgestellt. Auch Individuen, die morphologisch von *N. atlantica* zu *N. pachyderma* überleiten (*N. atlantica-pachyderma* "intergrade") kommen bei

2,4 Ma und bei 2,0 Ma in geringen Gehalten vor (Abb.19). Das folgende Zeitintervall zwischen 1,8 Ma und 1,0 Ma ist ein Zeitabschnitt, in dem die planktische Foraminiferengemeinschaft nur geringe Individuenzahlen zeigt, aber *N. pachyderma* sich in der Vergesellschaftung mit Gehalten von bis über 80 Ind./g allmählich etabliert. Erst ab 1,0 Ma und verstärkt ab 0,7 Ma steigen die absoluten planktischen Foraminiferenzahlen auf Gehalte von über 1000 Ind./g an, und die Foraminiferengemeinschaft wird nahezu ausschließlich durch *N. pachyderma* dominiert, wobei in den Interglazialen auch immer subpolare Arten nachzuweisen sind (vgl. auch mit Henrich & Baumann, 1994).

Der Übergang von *N. atlantica* zu *N. atlantica-pachyderma* "intergrade" tritt im Gegensatz zu der Karbonatsgehaltsabnahme erst zeitverzögert bei ca. 2,5 Ma in einer Größenabnahme der Gehäuse innerhalb der Gattung *Neogloboquadrina* auf (Abb.18).

Die zeitliche Abfolge der Gehäusegrößen der Gattung *Neogloboquadrina* der Bohrung 644 reicht insgesamt über relativ große Gehäusedurchmesser (bis zu 400 µm) von 3,0 Ma bis ca. 2,5 Ma über den Zeitbereich zwischen 2,5 Ma bis 1,7 Ma mit wenigen Individuen von *N. atlantica-pachyderma* "intergrade" und Gehäusegrößen zwischen 150 µm und 350 µm bis hin zu ersten kleinen *N. pachyderma*-Individuen (Gehäusedurchmesser von 150 µm bis 250 µm) bei 1,7 Ma, sichtbar auch an der niedrigen Standardabweichung. Nach einem Intervall mit großen Individuen zwischen 1,6 Ma und 1,35 Ma (wahrscheinlich in Verbindung mit dem Phänotyp *N. atlantica-pachyderma* "intergrade"), gibt es zwischen 1,35 Ma und 1,1 Ma wieder signifikante Gehalte an kleinen Organismen der Art *N. pachyderma*, die dann parallel mit der Erhöhung der planktischen Foraminiferenanteile insgesamt einen Trend zu größeren Gehäusedurchmessern bis in das Holozän ausbilden (Abb.18).

Das Erscheinungsbild des Morphotypus beinhaltet nur einen auffälligen Trend. Mit der Erhöhung der planktischen Foraminiferenzahlen bei 1,0 Ma finden sich eher Individuen der Art *N. pachyderma* mit kristallinen Globularkammern. Insgesamt ist das Morphotyperscheinungsbild aber im Vergleich zu den nordatlantischen Bohrungen (Kap.4.3.1) sehr variabel (Abb.18).

Bohrung 644 (Vøring-Plateau, küstennah)

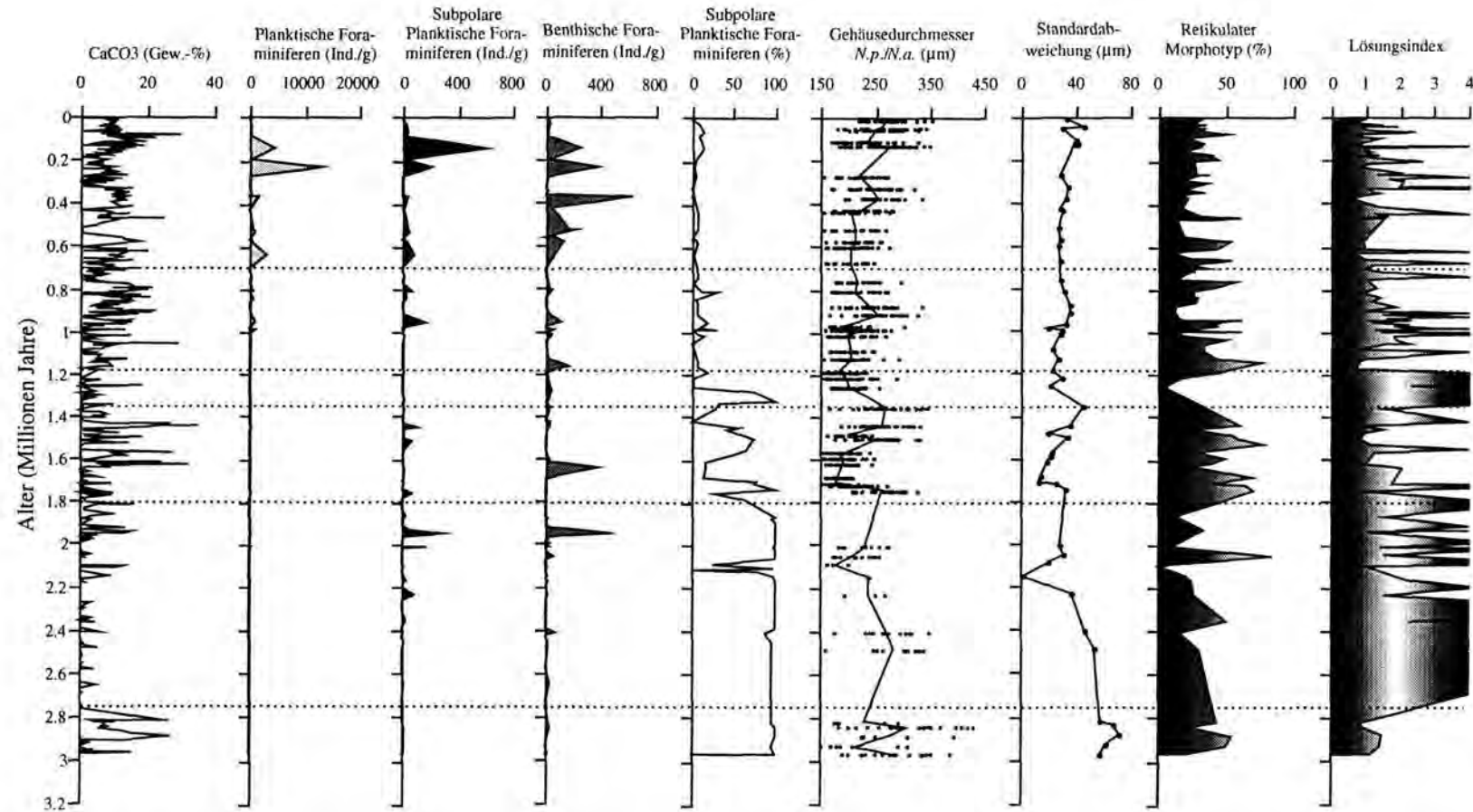


Abb.18: Karbonatanteil, Mengenanteile der planktischen, benthischen und subpolaren Foraminiferen sowie der %-Anteil des subpolaren Planktons an der Gesamtforaminiferenvergesellschaftung im Vergleich zu den bio- morphometrischen Datensätzen und dem Lösungsindex in der Bohrung 644 in den letzten 3,2 Mio. J. Die Karbonatgehalte und die Lösungsdaten wurden der Arbeit von Henrich & Baumann (1994) entnommen, sind jedoch im Rahmen dieser Untersuchung für den Zeitraum zwischen 3,0 Ma und 1,0 Ma erweitert bzw. verdichtet worden. Mit gestrichelten Linien sind die paläozanographischen Entwicklungsphasen des küstennahen Vøring-Plateaus gekennzeichnet.

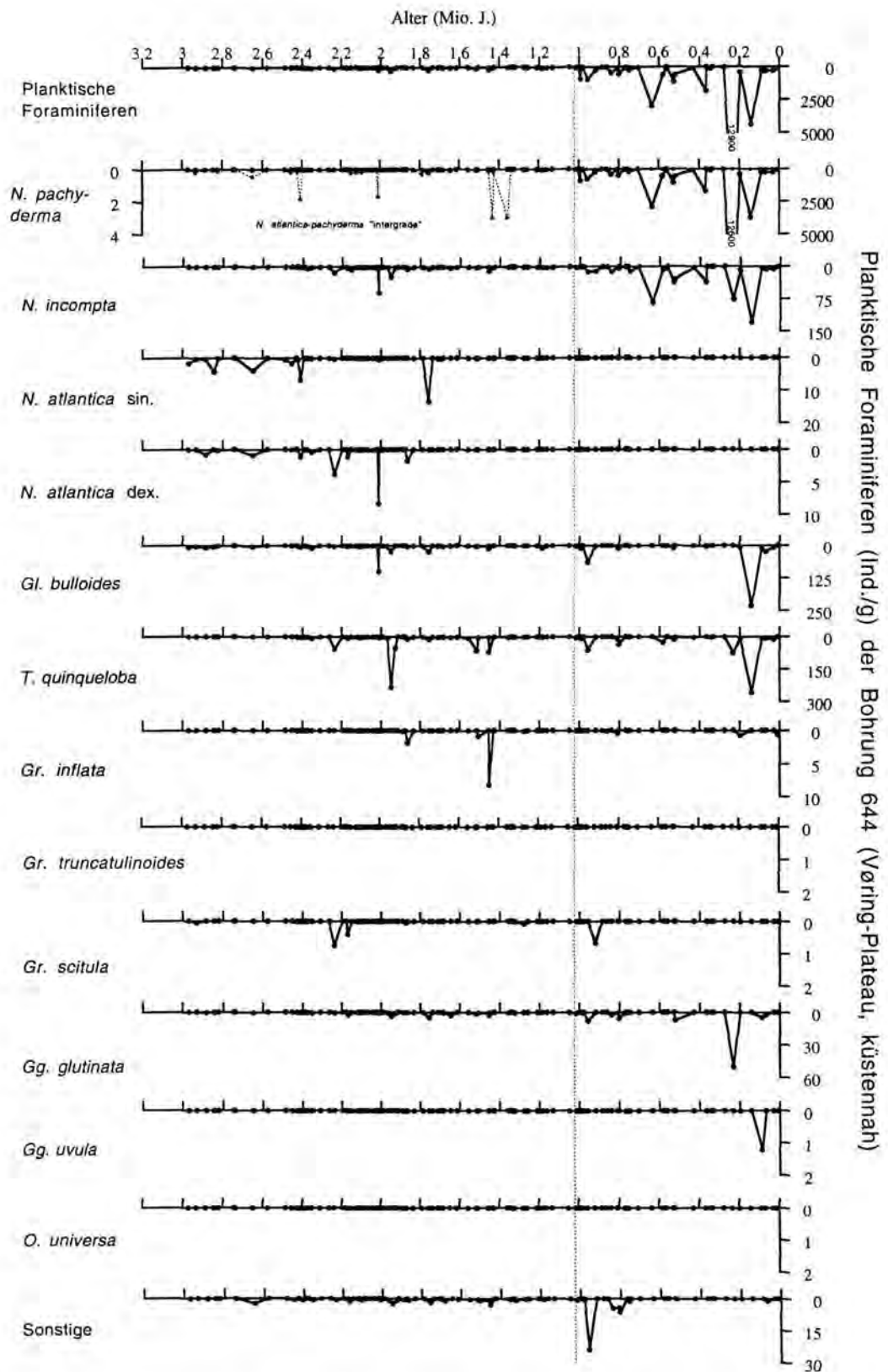


Abb.19: Planktische Foraminiferenverteilung (in Ind./g) im Zeitintervall 3,0 Ma bis 0 Ma auf dem Vøring-Plateau (Bohrung 644).

4.3.2.1.2 Ergebnisse (Vøring-Plateau, Bohrung 643)

Die Sedimente in der küstenferneren Bohrung 643 sind durch das Fehlen der Olduvai-Subchron sowie der obersten Abschnitte der Gauss-Chron charakterisiert (Bleil, 1989). Diese Hiaten erschweren neben der sehr geringen Sedimentationsrate zusätzlich die Aussagen zur biogenen Karbonatsedimentation (vgl. mit Henrich & Baumann, 1994).

Signifikante Gehalte an Karbonat finden sich nur in den obersten 4 Kernen ab ca. 1,1 Ma (Abb.20). Die Karbonatmaxima korrelieren mit den planktischen Foraminiferenmaxima und sind mit den Lösungsindizes gegenläufig korreliert (vgl. mit Henrich & Baumann, 1994).

Die Größenentwicklung innerhalb der Gattung *Neoglobobulimina* dokumentiert breite Größenspektren (von 150 µm bis 350 µm) zwischen 2,2 Ma und 1,1 Ma, verbunden mit extrem hohen Standardabweichungen. Ab 1,1 Ma bis in das Holozän ist eine stetige Größenzunahme zu verzeichnen (Abb.20).

In der küstenfernen Bohrung 643 werden im Vergleich zu der Bohrung 644 mehr retikulata planktische Foraminiferen der Art *N. pachyderma* beobachtet (Abb.20).

4.3.2.1.3 Statistische Auswertung (Bohrungen 644 und 643)

Die Faktorenanalyse der Foraminiferengemeinschaften in der Bohrung 644 dokumentiert aufgrund der zu geringen Probenzahl und einer ebenso geringen Probenauflösung keine statistisch signifikanten Faktoren. Ein der Bohrung 646 in der nördlichen Labradorsee vergleichbarer Trend mit der Ausbildung einer subpolaren Organismengruppe einschließlich der Art *N. pachyderma* im tieferen Intervall vor der Dominanz der "modernen" polaren Art *N. pachyderma* ist jedoch auch im Bereich des Vøring-Plateaus zu verzeichnen.

Die Parameter Morphotyp und Gehäusedurchmesser der Arten *N. pachyderma* und *N. atlantica-pachyderma* "intergrade" der Bohrung 643 zeigen keinerlei bedeutende Korrelationen mit den Standardparametern Karbonatgehalt und Gehalt planktischer Foraminiferen.

Bohrung 643 (Vøring-Plateau, küstenfern)

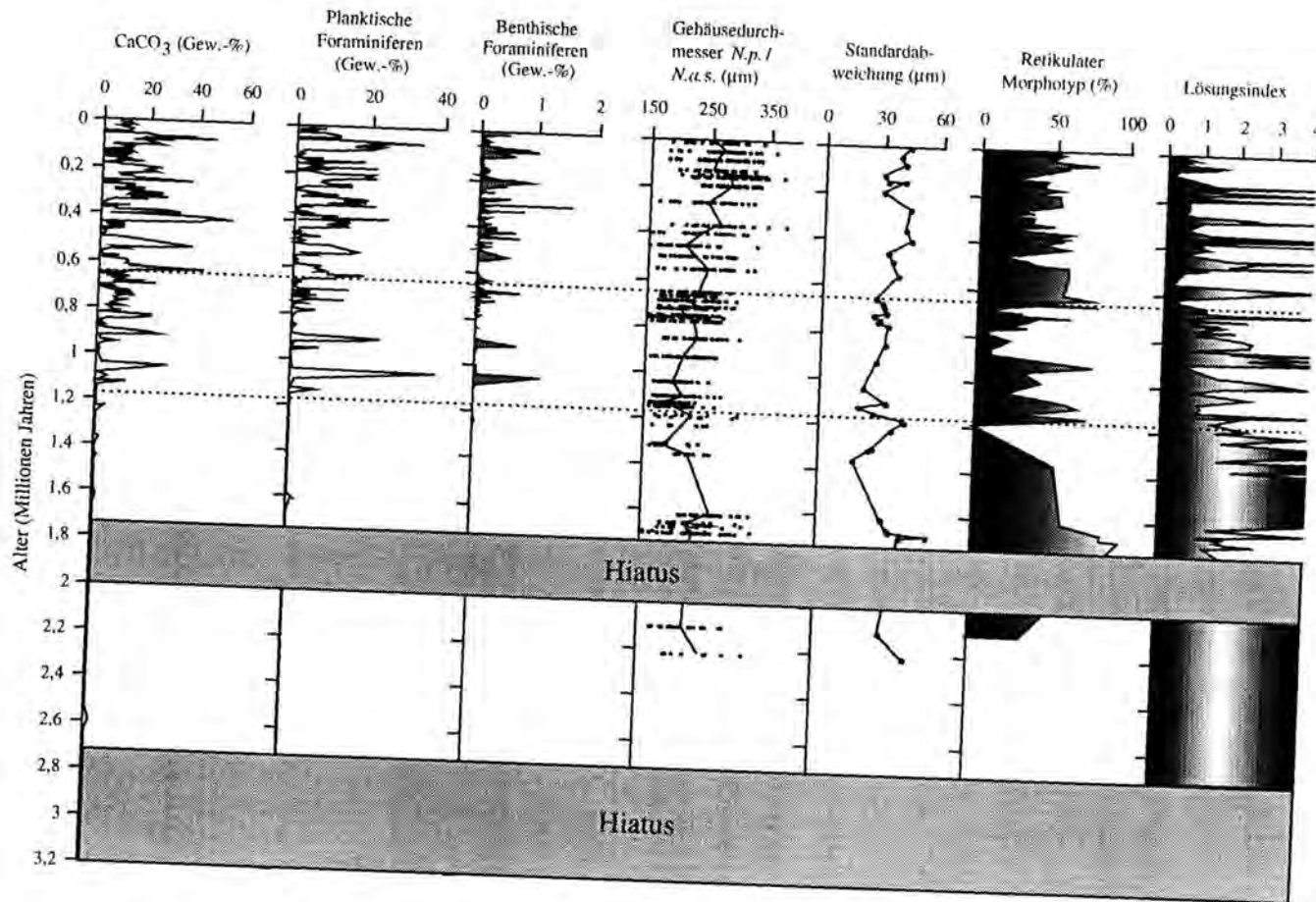


Abb.20: Karbonatanteil, Mengenanteile der planktischen und benthischen Foraminiferen (Gew.-%) im Vergleich zu den biomorphometrischen Datensätzen und dem Lösungsindex in der Bohrung 643 in den letzten 3,2 Mio. J. Die Karbonatanteile, die Lösungsdaten sowie der Anteil der Foraminiferen wurden der Arbeit von Henrich & Baumann (1994) entnommen. Mit gestrichelten Linien sind die Entwicklungsphasen in der klimatischen Entwicklung des Vøring-Plateaus gekennzeichnet.

4.3.2.2 Island-Plateau (Bohrung 907) und Framstraße (Bohrung 909)

4.3.2.2.1 Ergebnisse (Island-Plateau)

Bedeutende Mengen biogenen Karbonates sind auf dem Island-Plateau erst ab 1,0 Ma mit Karbonatgehalten von über 10 Gew.-% überliefert, wobei die signifikantesten Mengen erst ab 0,7 Ma vorkommen (bis über 50 Gew.-%). In den tieferen Kernsektionen beschränkt sich das biogene Karbonat (Karbonatgehalt von nahezu 60 Gew.-%) auf ein Maximum bei ca. 3,1 Ma (Abb.21). Andere Karbonatmaxima bei ca. 2,45 Ma und bei 2,0 Ma sowie diverse kleinere Maxima zwischen 1,7 Ma und 1,35 Ma sind durch umgelagerte karbonatische Materialien verursacht. Mit den Karbonatmaxima zwischen 1,0 Ma und dem Holozän korrespondieren auch die Gehalte der planktischen Foraminiferen. *N. pachyderma* dominiert die Gemeinschaften und nur bei 3,1 Ma im Bereich des Karbonatmaximums finden sich einige wenige Individuen der Art *N. atlantica*. Die biogenen Karbonatgehalte bei 3,1 Ma sind eher durch die Ablagerung kalkigen Nannoplanktons gekennzeichnet (Baumann et al., submitted). So wird das Karbonatmaximum bei 3,1 Ma hauptsächlich durch hohe Gehalte der Coccolithophoridenart *C. pelagicus* gebildet. Demgegenüber werden die Karbonatgehalte der letzten 1,0 Mio. J. durch die planktischen Foraminiferen dominiert, wobei die Gemeinschaften episodisch nur aus *N. pachyderma* bestehen. Nur in den Maxima der Foraminiferengehalte finden sich stets signifikante Gehalte subpolaren Planktons (bis über 1000 Ind./g), die zumeist aus den Arten *N. incompta*, *G. bulloides*, *T. quinqueloba* sowie *G. glutinata* zusammengesetzt sind. Eher an wärmere Wassermassen adaptierte planktische Foraminiferen, wie *O. universa* oder *G. truncatulinoides*, finden sich im Gegensatz zum Nordatlantik gar nicht (Abb.22).

Die Karbonaterhaltung auf dem Island-Plateau ist insgesamt schlecht (Lösungsindizes unterhalb 1 treten kaum auf), wobei jedoch eine langfristige Verbesserung der Erhaltung zwischen 0,7 Ma und dem Holozän beobachtet wird, die nur sehr episodisch durch Lösungsereignisse mit Lösungsindizes von 2,5 bis 4 unterbrochen ist (Abb.21).

Die Untersuchungen zum Gehäusedurchmesser innerhalb der Gattung *Neogloboquadrina* belegen eine diffuse Größenverteilung vor 1,0 Ma (Größen zwischen 150 µm und 350 µm). Nach dem Auftreten größerer Gehäuse (bis 310 µm) bei 3,1 Ma sind zwischen 3,1 Ma und 1,6 Ma keine bedeutenden Gehalte planktischer Foraminiferen vorhanden. Obwohl nur wenige Gehäuse im Bereich zwischen 1,6 Ma und 1,0 Ma vermessen werden konnten, liegen die maximalen Gehäusedurchmesser im Bereich von für *N. atlantica-pachyderma* "intergrade" typischen Werten von 150 µm bis 350 µm. Zwischen 1,0 Ma und 0,7 Ma finden sich mit den hohen planktischen Foraminiferengehalten von über 1000 Ind./g bis über 20000 Ind./g erste relativ große Individuen der Art *N. pachyderma*. Ein Trend zu größeren Gehäusen ist ab 0,7 Ma bis in das Holozän zu verzeichnen, wobei Minima in den Gehalten der planktischen Foraminiferen des häufigeren mit kleinen Gehäusen der Art *N. pachyderma* korrelieren.

Der Morphotyp der Gattung *Neogloboquadrina* ist über das gesamte Kernintervall kristallin ausgebildet. Ein bedeutendes Intervall mit eher retikulaten Organismen ist nur zwischen 0,5 Ma und 0,35 Ma nachzuweisen (Abb.21).

4.3.2.2.2 Ergebnisse (Framstraße)

Die Karbonatgehaltskurve der Bohrung 909 weist im Kernabschnitt zwischen 3,2 Ma und 1,35 Ma Extremgehalte von bis zu 30 Gew.-% auf, die jedoch sämtlich nicht durch biogen-karbonatische Sedimentation verursacht sind, sondern von umgelagerten Karbonatpartikel abgeleitet werden müssen (vgl. Abb.23, die sich aus diesem Grund nur auf die letzten ca. 1,6 Mio. J. bezieht). Auch in den jüngeren Sedimentabschnitten zwischen 1,35 Ma und dem Holozän wurden wiederholt terrigene Karbonatpartikel (Schreibkreidefragmente) nachgewiesen.

Signifikante Gehalte an planktischen Foraminiferen von über 100 Ind./g zeigen sich erst ab 0,65 Ma. Die Artenvergesellschaftung ist dabei nahezu monospezifisch. Während *N. pachyderma* die Vergesellschaftung stets dominiert (bis zu 8000 Ind./g), treten subpolare Organismen der Art *G. bulloides* und *T. quinqueloba* nur in den Foraminiferenmaxima mit Gehalten von bis zu 150-300 Ind./g auf. Die bedeutensten Vorkommen neben der polaren Art *N. pachyderma* hat *N. incompta*, welche durchweg mit geringen Gehalten von bis zu 150 Ind./g zu finden ist (Abb.24).

In der Gauss-Chron wurden zwei Proben mit akzessorischen Gehalten von *N. atlantica* sin. bei 3,2 Ma und bei ca. 3,0 Ma gefunden, die zudem extrem korrodiert sind (vgl. Datenanhang). Etwas deutlicher dokumentieren sich biogene Karbonatanteile im Zeitintervall zwischen 3,2 Ma und 2,75 Ma in den benthischen Foraminiferendaten. In dieser Organismengruppe finden sich episodisch immer wieder akzessorische Gehalte, die aber bei 2,75 Ma langfristig aussetzen. Die Karbonaterhaltung erschwert die Interpretation der biogenen Karbonatgehalte in der Framstraße nicht nur in diesem Intervall deutlich, da nur biogene Karbonatmaxima gute Erhaltung nach sich ziehen. Ein Trend zu geringeren Lösungsindizes in den letzten 0,7 Mio. J. spiegelt sich jedoch trotzdem in den Datensätzen wider. Während zwischen 0,7 Ma und 0,35 Ma die Indizes Minima um den Lösungsindex 2 zeigen, gibt es verbunden mit den Maxima in den Foraminiferengehalten ab 0,35 Ma nahezu perfekte Erhaltung mit Werten bis zu Lösungsindizes unterhalb von 1 (Abb.23).

Die biometrischen Datensätze belegen seit 1,35 Ma eine ständige Größenzunahme der Gehäuse von *N. pachyderma* von Mittelwerten unter 200 µm auf Werte von 250 µm bis 275 µm. Lediglich in den episodischen Karbonatminima zu glazialen Zeiten dokumentieren sich auch signifikante Mengen kleinwüchsiger Organismen, die zudem kristallin ausgebildet sind. Das sonstige Erscheinungsbild des Morphotyps in der Framstraße ist derartig variabel, daß keine bedeutenden Trends auszugrenzen sind. Die Werte variieren zwischen Proben mit 100% Individuen, die retikulat ausgebildet sind und Proben, die vollständig kalzifiziert sind (Abb.23).

Bohrung 907 (Island-Plateau)

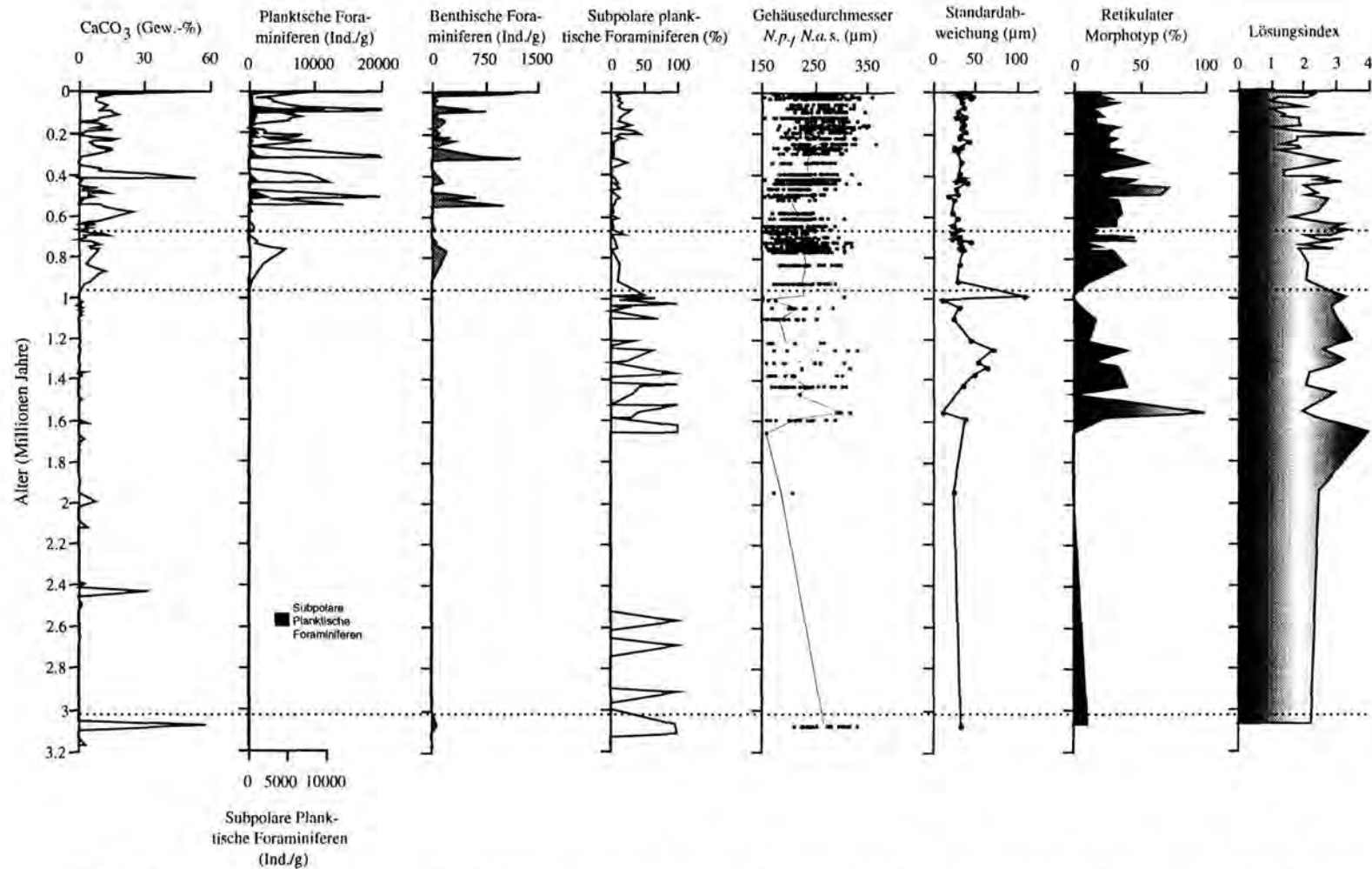


Abb. 21: Karbonatanteil, Mengenanteile der planktischen, benthischen und subpolaren Foraminiferen sowie der %-Anteil des subpolaren Planktons an der Gesamtforaminiferenvergesellschaftung im Vergleich zu den bio- morphometrischen Datensätzen und dem Lösungsindex in der Bohrung 907 in den letzten 3,2 Mio. J. Mit gestrichelten Linien sind die Entwicklungsphasen in der paläozeanographischen Entwicklung des Island-Plateaus gekennzeichnet.

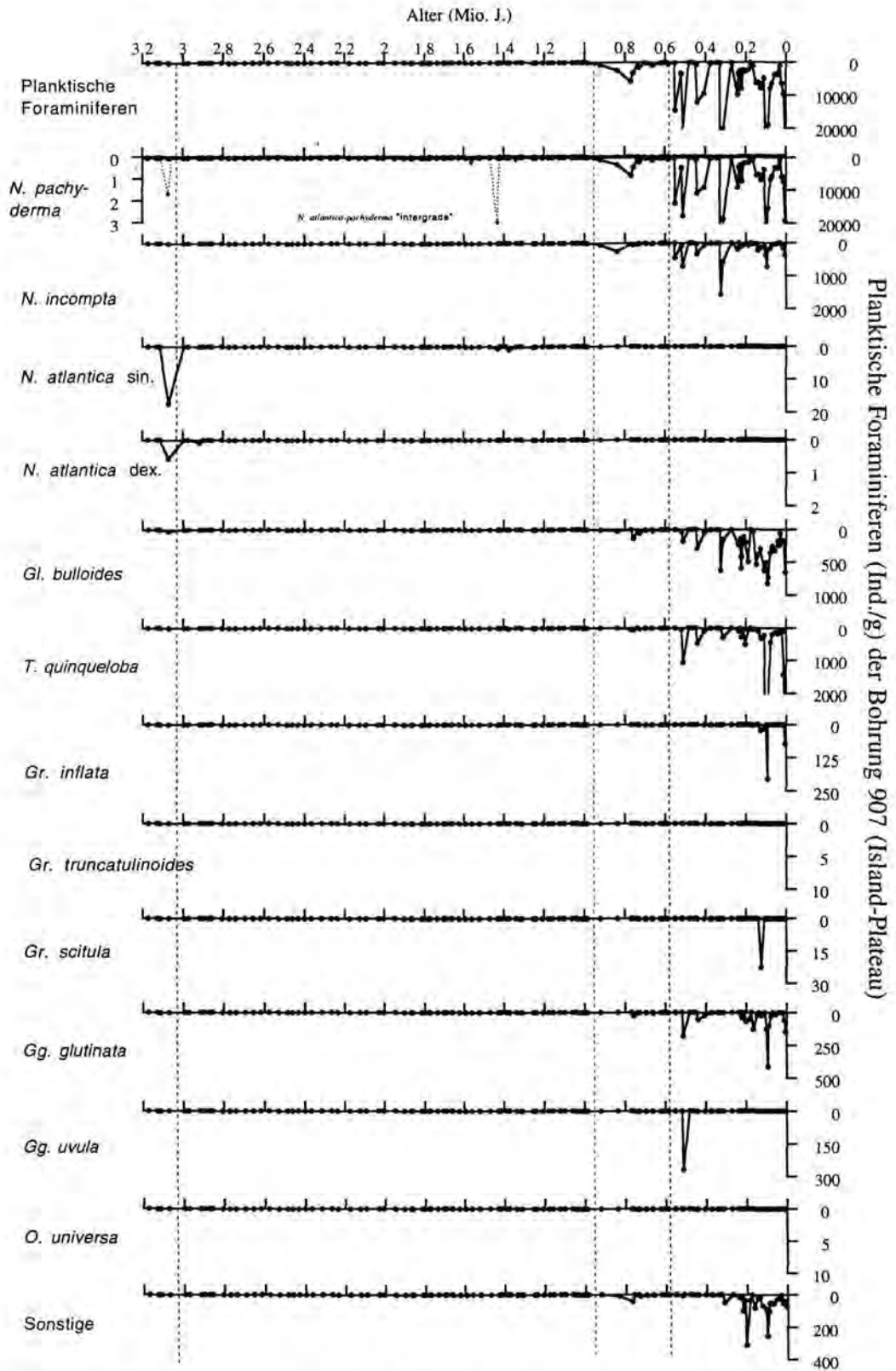


Abb. 22: Planktische Foraminiferenverteilung (in Ind./g) im Zeitintervall 3,2 Ma bis 0 Ma auf dem Island-Plateau (Bohrung 907). Die absoluten Gehalte der planktischen Foraminiferen sind aus Darstellungsgründen geglättet worden.

Bohrung 909 (Framstraße)

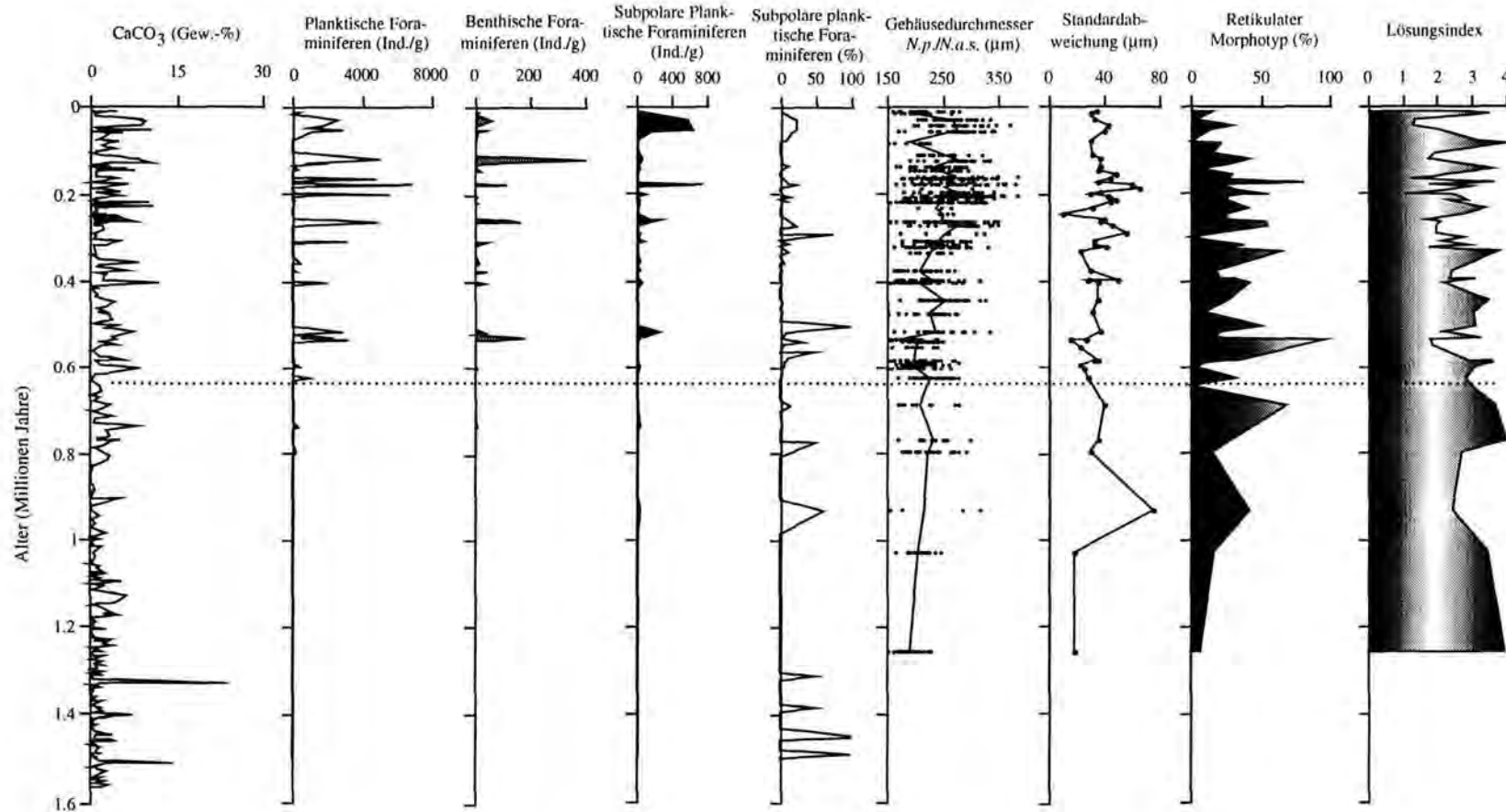


Abb.23: Karbonatanteil, Mengenanteile der planktischen, benthischen und subpolaren Foraminiferen sowie der %-Anteil des subpolaren Planktons an der Gesamtforaminiferenvergesellschaftung im Vergleich zu den bio- morphometrischen Datensätzen und dem Lösungsindex in der Bohrung 909 in den letzten 1,6 Mio. J. Mit gestrichelten Linien sind die paläozanographischen Entwicklungsphasen der Framstraße gekennzeichnet.

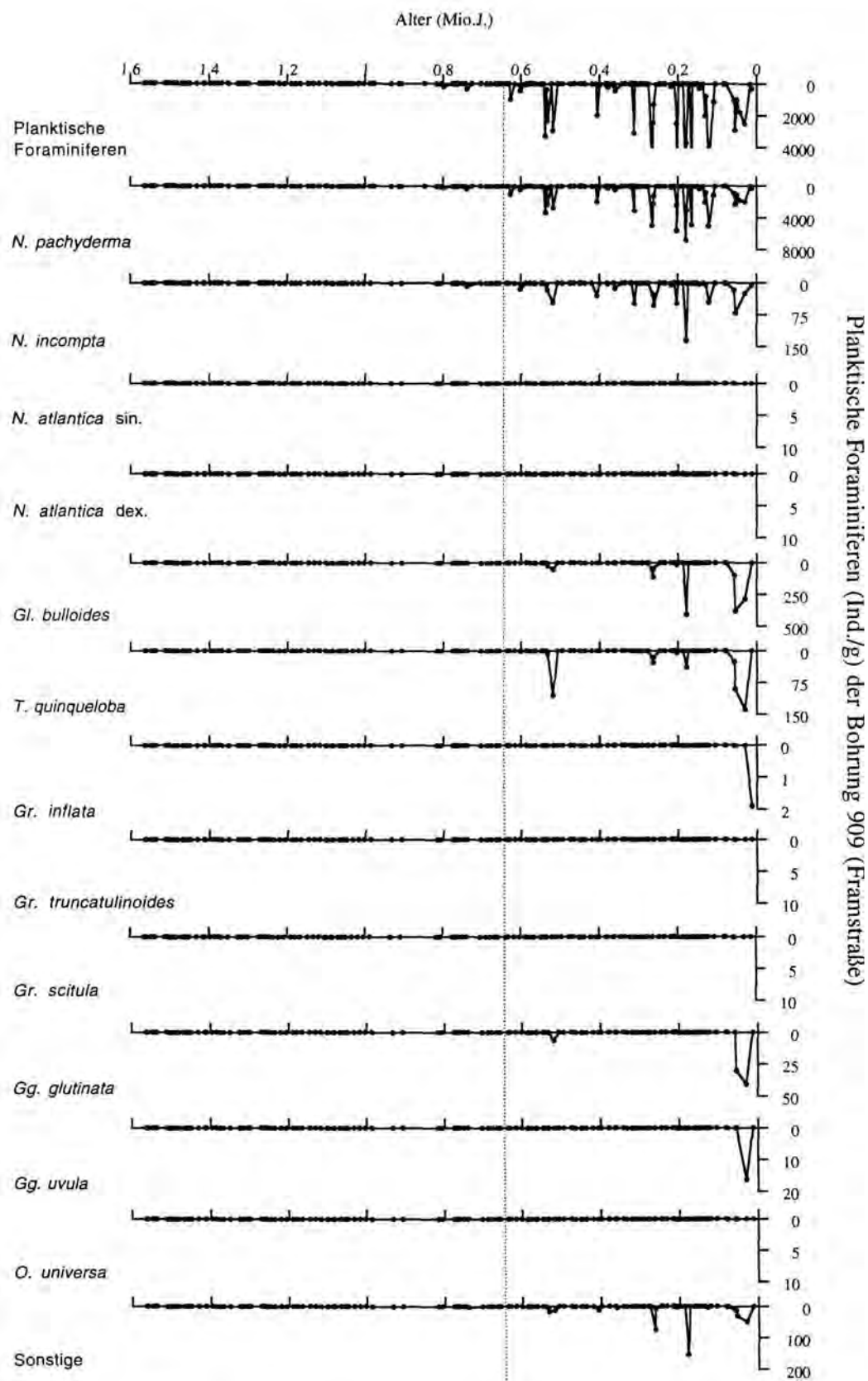


Abb. 24: Planktische Foraminiferenverteilung (in Ind./g) im Zeitintervall 1,6 Ma bis 0 Ma in der Framstraße (Bohrung 909).

4.3.2.2.3 Statistische Auswertung (Bohrungen 907 und 909)

Die Anwendung der Faktorenanalyse auf die Foraminiferendatensätze der Bohrungen 907 und 909 ergibt drei statistisch signifikante Faktoren mit Eigenwerten über 1, die zusammen jeweils 75-80 % der totalen Varianz einer Bohrung erklären (Tab.7 und 8). Dabei wird der Faktor 1 als Faktor, der die subpolaren Foraminiferen zusammenfaßt und erklärt, durch die Arten *G. bulloides*, *T. quinqueloba* und die Gattung *Globigerinita* bestimmt. Der zweite Faktor (polare Bedingungen) wird im Gegensatz zu den nordatlantischen Bohrungen durch *N. pachyderma* und *N. incompta* gebildet. Der letzte Faktor 3 beinhaltet lediglich die ausgestorbene Art *N. atlantica* und kann demzufolge wie in den anderen Bohrungen als "Evolutionfaktor" bezeichnet werden.

Tab.7: Faktormatrix der planktischen Foraminiferenvergesellschaftung (Bohrung 907)

Bohrung 907	Faktor 1	Faktor 2	Faktor 3
	"subpolar"	"polar"	Evolution
<i>N. pachyderma</i>	0.091	0.975	0.011
<i>N. incompta</i>	0.299	0.920	0.016
<i>N. atlantica s.</i>	-0.010	-0.014	-0.996
<i>N. atlantica d.</i>	-0.010	-0.014	-0.996
<i>G. bulloides</i>	0.580	0.573	0.018
<i>T. quinqueloba</i>	0.863	0.206	0.009
<i>Globorotalia</i>	0.879	0.088	0.002
<i>Globigerinita</i>	0.823	0.224	0.013
Eigenwerte	2.631	2.223	1.986
%-Tot.Varianz	32.880	27.790	24.820

Tab.8: Faktormatrix der planktischen Foraminiferenvergesellschaftung (Bohrung 909)

Bohrung 909	Faktor 1	Faktor 2	Faktor 3
	"subpolar"	"polar"	Evolution
<i>N. pachyderma</i>	0.259	0.852	0.023
<i>N. incompta</i>	0.301	0.897	0.016
<i>N. atlantica s.</i>	-0.003	-0.015	1.000
<i>G. bulloides</i>	0.701	0.582	0.004
<i>T. quinqueloba</i>	0.867	0.371	0.003
<i>Globorotalia</i>	-0.332	0.358	-0.020
<i>Globigerinita</i>	0.919	0.110	-0.001
Eigenwerte	2.355	2.148	1.000
%-Tot.Varianz	33.650	30.690	14.290

Die Regressionsanalyse an den Datensätzen der Bohrungen 907 und 909 zeigt, daß extreme Karbonatlösung in den Proben auftritt, die durch niedrige Karbonatgehalte

charakterisiert sind (vgl. mit der Bohrung 552, wo dieses Phänomen genau umgekehrt ausgeprägt ist). Während Zeiten der niedrigen Karbonatschalenproduktion in den Oberflächenwassermassen bleibt das Bodenwasser an Karbonat untersättigt und demzufolge korrosiv. Erst die intensive Karbonatzufuhr während der Interglaziale und der späten Glaziale (nach 0,4 Ma) neutralisiert den Chemismus der Bodenwassermassen und über das Erreichen des Karbonatgleichgewichtes kommt es im Tiefenwasser der Island-See und der Framstraße zur episodischen Verbesserung der Karbonaterhaltung.

4.3.2.3 Zusammenfassung: Das Europäische Nordmeer in den letzten 3,2 Mio. J.

Im Europäischen Nordmeer spiegeln sich Temperaturgradienten sowohl in Süd-Nordrichtung zwischen dem Vøring-Plateau und der Framstraße als auch in der Ost-West-Ausstrichbreite der atlantischen Wassermassen zwischen dem inneren Vøring-Plateau und dem Island-Plateau wider. Im einzelnen sind folgende Details belegt:

- Der drastische Anstieg des Eintrages von IRD in die Sedimente des Europäischen Nordmeeres ist zwischen 3,0 Ma (Island-Plateau, Bohrung 907) und 2,75 Ma (Vøring-Plateau; Bohrung 644) nachzuweisen.
- In der Framstraße sind zwischen 3,2 Ma und 2,75 Ma schon lange eisbedeckte Wassermassen etabliert, die eine biogene Karbonatsedimentation in dieser Zeit nicht ermöglichen.
- Der Einfluß einer meridionalen Oberflächenströmung atlantischer Wassermassen in das Europäische Nordmeer intensiviert sich schon im Zeitraum von 1,8 Ma bis ca. 1,35 Ma, reicht aber nur bis in die südöstlichen Bereiche des Europäischen Nordmeeres zur Lokation der Bohrung 644 auf dem inneren Vøring-Plateau.
- Während planktische Foraminiferen in signifikanten Gehalten in den Sedimenten der Framstraße erst ab 0,65 Ma festgestellt werden, wobei erste bedeutende Gehalte von subpolaren Formen sogar erst ab 0,2 Ma nachgewiesen sind, gibt es auf dem Island-Plateau schon ab 1,0 Ma und im Bereich des äußeren Vøring-Plateaus schon ab 1,2 Ma signifikante Mengen karbonatschaligen Planktons.
- Nach der MPR bei ca. 1,1 Ma verstärken sich im Europäischen Nordmeer die Kontraste zwischen Glazial- und Interglazialzeiten, und es werden erstmalig auch in der Framstraße (in geringen Gehalten), auf dem Island-Plateau und im küstenferneren Bereich des Vøring-Plateaus in nennenswerten Anteilen planktische Karbonatschaler festgestellt.
- Eine weitere Intensivierung dieser Kontraste ist auf ca. 0,65 Ma datiert und erlaubt zu diesem Zeitpunkt die Etablierung einer signifikanten biogenen Karbonatsedimentation auch in der Framstraße.

4.3.3 Zeitreihenanalysen

Die Zeitreihenanalysen der hier untersuchten Bohrungen sind abhängig von der Güte der Stratigraphie und der Probenauflösung. Demzufolge zeigen nicht alle Datensätze (Karbonat und planktische Foraminiferen) periodisch wiederkehrende Frequenzen, die in den Frequenzbändern der Milankovitch-Zyklen liegen. Die Bohrungen im Nordatlantik belegen in den letzten 1,0 Mio. J. deutliche 100000er Jahreszyklen (Ruddiman et al., 1986c; Aksu et al., 1989, 1992). Die Bohrung 646 dokumentiert demgegenüber in den Karbonatgehalten kurzfristigere Frequenzen im Zeitraum zwischen 1,8 Ma und 1,0 Ma, wobei anzumerken ist, daß dieses Zeitintervall durch die authigenen Zementationsprozesse überprägt und aus diesem Grund hier nicht dargestellt ist.

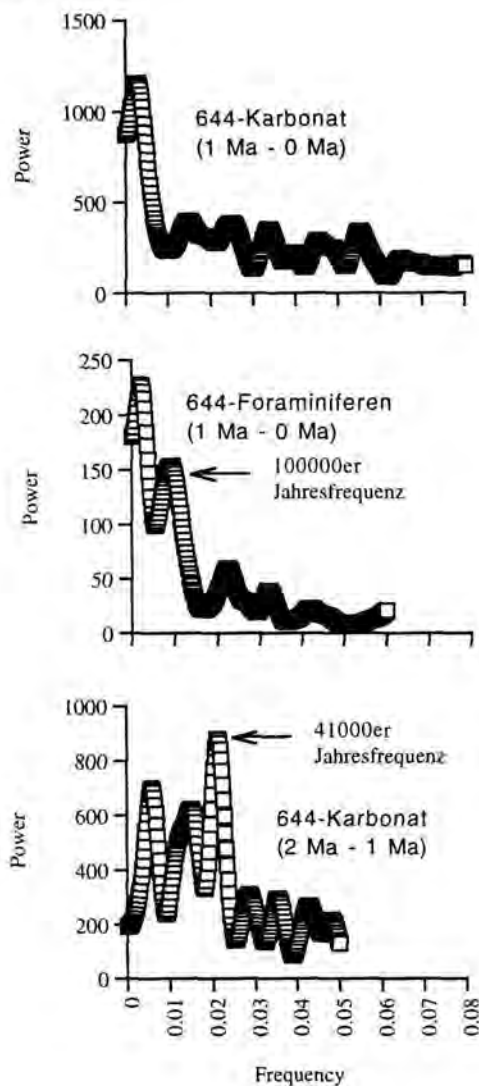


Abb. 25: Zeitreihenanalyse an den Karbonatdatensätzen und den Daten der planktischen Foraminiferen der Bohrung 644. Ein signifikanter 100000er-Jahreszyklus dokumentiert sich in den Foraminiferendatensätzen in den letzten 1,0 Mio. J., nicht aber in den Karbonatdatensätzen. Vor der MPR im Zeitraum zwischen 2,0 Ma und 1,0 Ma zeigt sich ein 41000er-Obliquitätszyklus in den Karbonatgehalten.

Signifikante 100000er Jahreszyklen zeigen die Bohrungen auf dem Vøring-Plateau im Intervall 1,0 Ma bis heute, wobei die küstennahe Bohrung 644 diese Frequenz nur in den planktischen Foraminiferendaten aufweist, nicht aber in den Karbonatdatensätzen (Abb.25). Dieses mag seine Begründung in der extremen Sedimentationsrate mit dem intensiven Eintrag von nicht-biogenen Karbonaten finden, so daß die Karbonatkurve durch terrigene Karbonate sowie episodisch extreme Verdünnungsprozesse beeinflusst ist. In der gleichen Bohrung dokumentiert sich im Zeitraum 2,0 Ma bis 1,0 Ma ein 41000er Jahreszyklus (Obliquitätszyklus) in den Karbonatdaten (Abb.25). Die küstenferne Bohrung 643 zeigt demgegenüber sowohl in den Karbonatdaten als auch in den planktischen Foraminiferendaten einen 100000er Jahresrhythmus (Abb.26).

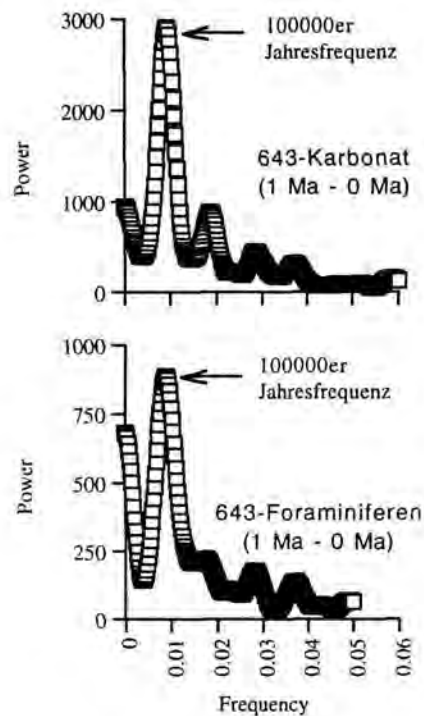


Abb.26: Zeitreihenanalyse an den Karbonatdatensätzen und den Daten der planktischen Foraminiferen der Bohrung 643. Es zeigt sich sowohl in den Karbonatgehalten als auch in den Foraminiferengehalten eine 100000er-Jahresfrequenz.

Die Bohrung auf dem Island-Plateau zeigt für die letzten 1,0 Mio. J. ein ähnliches Phänomen wie die Bohrung 644. Lediglich in den Gehalten der planktischen Foraminiferen ist eine 100000er Jahresfrequenz nachzuweisen, die im Exzentrizitätsfrequenzband liegt (Abb.27). In den Datensätzen der Bohrung 909 zeigen sich demgegenüber sowohl in den Karbonatdatensätzen als auch in den planktischen Foraminiferendaten kürzfristigere Frequenzen, die bei ca. 74000 Jahren liegen und keinem der Milankovitch-Zyklen zugeordnet werden können (Abb.28). Entweder interferieren mehrere Frequenzen, oder ein von den

Orbitalparametern unabhängiger Parameter steuert die biogene Karbonatsedimentation der Framstraße.

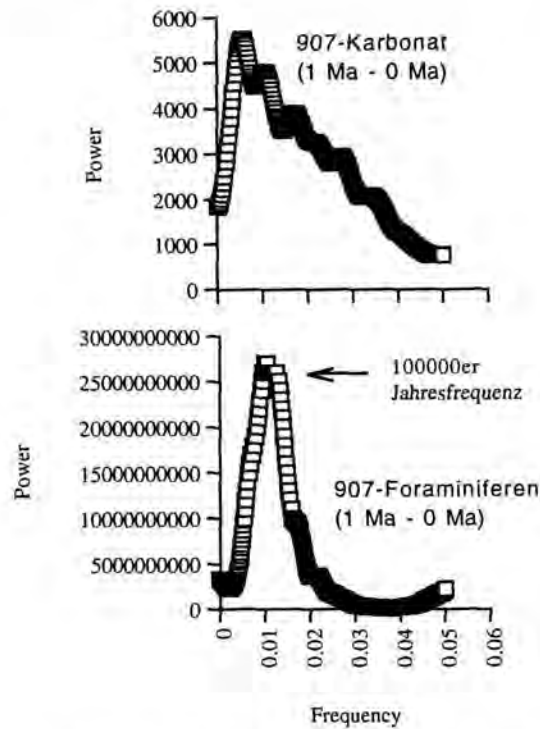


Abb. 27: Zeitreihenanalyse an den Karbonatdatensätzen und den Daten der planktischen Foraminiferen der Bohrung 907. Es zeigt sich nur in den Foraminiferengehalten eine 100000er- Jahresfrequenz.

Insgesamt scheint der 100000er Jahresrhythmus in den letzten 1,0 Mio. J. um so deutlicher zu sein, je weiter man sich von der Eigendynamik der Eisschilde entfernt. In der Zeit vor der MPR sind demgegenüber kurzfristigere Frequenzen der Präzession und der Obliquität zu verzeichnen (Abb.25) (vgl. auch mit Raymo, 1992).

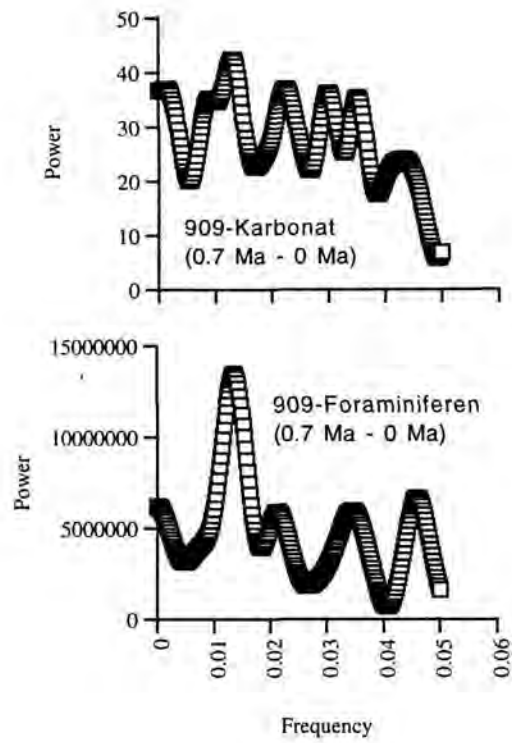


Abb.28: Zeitreihenanalyse an den Karbonatdatensätzen und den Daten der planktischen Foraminiferen der Bohrung 909.

5. Diskussion

5.1 Pliozän-quartäre Karbonatsedimentation im Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer

Im folgenden sollen die Ergebnisse der planktischen Foraminiferen (Kap.4) mit denen der Coccolithophoriden, die gleichfalls im Projekt "Pliozän-quartäre Karbonatflüsse im Nordatlantik" erarbeitet worden sind, verglichen und ein paläozeanographisches Modell der Klimageschichte vorgestellt werden.

Der Vergleich der sechs bearbeiteten ODP/DSDP-Bohrungen erlaubt es, Gemeinsamkeiten und Kontraste in der biogenen Karbonatsedimentation zwischen dem nördlichen Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer herauszuarbeiten und damit die paläozeanographisch-klimatische Entwicklung in diesem Gebiet für die letzten ca. 3,2 Mio. J. zu rekonstruieren. Dabei dient die Bohrung 552 als Referenz für die Intensität des nordatlantischen Oberflächenwassers, die Bohrung 646 als Referenzbohrung für die Intensität des Ost- bzw. Westgrönlandstromes, und die Bohrungen 643, 644, 907 und 909 als Anzeiger für Temperaturgradienten innerhalb des Europäischen Nordmeeres. Es wird eine mehrphasige Entwicklung der ozeanographisch-klimatischen Verhältnisse seit Beginn der großflächigen Vereisung der nördlichen Hemisphäre vor ca. 2,75 Mio. J. festgestellt. Diese phasenhaften Veränderungen dokumentieren sich, wenn auch unterschiedlich deutlich, in den gesamten hier gewonnenen Ergebnissen der verschiedenen methodischen Ansätze (Artenspektrum einschließlich der Isotopenuntersuchungen, biometrisch/morphometrische Analysen, Lösungsstudien sowie Zementationsuntersuchungen).

5.1.1 Die Zeit vor dem Einsetzen der Nordhemisphärenvereisung bei 2,75 Ma (Phase 1)

Die Vereisung der Antarktis (bei ca. 35 Ma) und die Vereisung der nördlichen Hemisphäre bei ca. 2,75 Ma (u.a. Jansen & Sjøholm, 1991) sind die beiden globalen Hauptereignisse in der Klimaentwicklung des Känozoikums. Die spätkänozoische Klimageschichte der Nordhemisphäre ist dabei besonders gut im klimasensitiven Europäischen Nordmeer belegt. Hier zeigt sich, daß auch die Vereisung der Nordhemisphäre schon viel früher durch eine schrittweise Abkühlung seit dem Oberen Miozän eingeleitet wird. Die im älteren Tertiär vorherrschenden höheren Temperaturen nehmen im Verlaufe des Miozäns seit 10,5 Ma vor heute sukzessive ab (Schaeffer & Spiegler, 1986). Die zunehmende Bedeutung glazialer Ereignisse in dieser Zeit zeigt sich im verstärkten Eintrag von IRD in die Sedimente des nördlichen Nordatlantiks und des Europäischen Nordmeeres. Erstes signifikantes IRD findet sich in den Sedimenten zwischen 10,1 Ma und 7,8 Ma (Kørstgård & Nielsen, 1989; Wolf, 1991; Wolf & Thiede, 1991). Weitere terrigene Einträge finden sich in einer Serie von

Ereignissen bei 6,1 Ma, 5,6 Ma und 4,9 Ma (Jansen et al., 1990), die sich zwischen 4,3 Ma und 2,9 Ma weiter intensivieren (Bohrmann et al. 1990; Jansen et al., 1990; Wolf & Thiede, 1991). Während die Abkühlung der nördlichen Hemisphäre, belegt durch mehrere Ereignisse von IRD-Einträgen in den Bohrungen der nördlichen Labradorsee und denen des Vøring-Plateaus schon weit vor 2,75 Ma, episodisch fortschritt, ist das Rockall-Plateau bzw. der offene Nordatlantik vor 2,6 Ma von der Ablagerung durch IRD nahezu gänzlich verschont geblieben (Zimmermann et al. 1984; Shackleton et al., 1984). Im Zentrum des Europäischen Nordmeeres ist zu diesem Zeitpunkt episodisch Eisbergdrift zu verzeichnen. Dagegen herrschen im offenen Nordatlantik (Bohrung 552) noch relativ warme Oberflächenwassertemperaturen und im Bereich der Framstraße schon vollglaziale Bedingungen mit nur sehr spärlichen biogenen Karbonatanteilen (Abb.29). Diese beschränken sich auf einige wenige, schlecht erhaltene planktische Foraminiferen, von denen man nicht sagen kann, ob sie umgelagert worden sind. Kalkiges Nannoplankton wird zudem in der Framstraße (Bohrung 909) im Zeitintervall zwischen 3,2 Ma und 2,75 Ma im Kontrast zu den südlicheren Bohrlokalationen gar nicht beobachtet (Baumann et al., submitted). Untersuchungen der Grobfraktion auf IRD-Komponenten belegen sogar, daß die Framstraße seit mindestens 10,5 Mio. J. mehr oder weniger deutlich durch die Eisschilde beeinflusst worden ist (Wolf-Welling et al., submitted).

Die planktische Fauna und Flora des offenen Nordatlantiks spiegelt demgegenüber vor der Intensivierung des IRD-Eintrages die warmen Oberflächenwassertemperaturen (Raymo et al., 1986; Loubère & Moss, 1986; Dowsett & Poore, 1990; Hooper et al., 1991), mit nur episodischen geringen Temperaturerniedrigungen wider (Shackleton et al., 1984; Backman et al., 1986). Warm-temperierte Bedingungen vor 3,4 Ma in der Nordsee gehen auch dort erst graduell in subpolare Verhältnisse über (Jenkins et al. 1988; Seidenkrantz, 1992).

Beweise, daß ein mildes Klima in der Zeit vor der Intensivierung des IRD-Eintrages etabliert ist, finden sich auch auf den Kontinenten. Terrestrische Funde an Alaskas Küste aus der Zeit zwischen 3,0 Ma und 2,5 Ma zeigen, daß die Seeisbedeckung während dieses Zeitabschnittes ca. 1600 km weiter nördlich gelegen haben muß und in dieser Zeit des Meeresspiegelhochstandes die Winter wärmer sind als die heutigen (Carter et al., 1986). Analoges weisen Funder et al. (1985) auch für Grönland nach, wo sie für die Zeit vor der Vereisung die Baumgrenze um ca. 2500 km nach Norden verschoben sehen (Funder et al., 1985).

Auch erst ab ca. 3,1 Ma - 3,0 Ma weisen zahlreiche Sauerstoffisotopenkurven von Plankton und Benthos aus dem Nordatlantik übereinstimmend auf das allmähliche Einsetzen der großdimensionierten Nordhemisphärenvereisung hin (Shackleton et al. 1984; Keigwin, 1986; Jansen et al., 1988). Der erste Höhepunkt im Eisvolumen ist im Nordatlantik anhand dieser Daten bei ca. 2,6 Ma zu beobachten und erreicht zu dieser Zeit kurzfristig auch glaziale Amplituden mit spätpleistozänem Charakter.

In der nördlichen Labradorsee (Bohrung 646, Abb.15) etablieren sich glaziale Bedingungen zeitparallel mit der küstennahen Bohrung auf dem Vøring-Plateau (Bohrung 644, Abb.18) schon bei ungefähr 2,75 Ma. Auch hier ist in der Phase vor der Intensivierung des IRD-Eintrages eine generelle Umorganisation der planktischen Foraminiferenvergesellschaftung zu verzeichnen (Abb.16 und 19). Besonders deutlich ist die graduelle Abkühlung in der Labradorsee in der Phase zwischen 3,2 Ma und 2,75 Ma belegt. Eine an wärmere Wassermassen adaptierte planktische Foraminiferengemeinschaft mit der Dominanz von *G. bulloides* geht im Zuge der Abkühlung in eine von *N. atlantica* dominierte Vergesellschaftung über, wobei letztere Art im allgemeinen als an kältere Wassermassen angepaßt angesehen wird (Berggren, 1972; Dowsett & Poore, 1990). Auch die Isotopenverhältnisse, mit schwereren $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen am Ende dieser Phase, lassen auf Temperaturveränderungen im Oberflächenwasser und auf ein größer werdendes globales Eisvolumen schließen (Abb.17). Unterbrochen wird die allmähliche Entwicklung durch ein initial kaltes Ereignis bei 3,0 Ma mit der erstmaligen Dominanz von *N. atlantica-pachyderma* "intergrade" und schweren $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenverhältnissen. Die kalkigen Nannoplanktongemeinschaften werden demgegenüber im gesamten Intervall sowohl durch die an kalte Wassermassen adaptierte Art *Coccolithus pelagicus* als auch durch Warmwasserarten der Gattungen *Reticulofenestra*, *Calcidiscus*, *Helicosphaera*, *Pontosphaera* in gleichbleibenden Anteilen bestimmt (Baumann & Meggers, im Druck). Ein Vorläufer des heutigen subpolaren Westgrönlandstromes beeinflusste die Labradorsee in ihren nördlichsten Bereichen also noch bis ca. 2,75 Ma. Zeitgleich existiert im Bereich der Norwegensee ein Vorläufer des atlantischen Norwegenstromes, der aber in dieser Zeitspanne in seiner Intensität graduell nachläßt und dann synchron mit dem Proto-Westgrönlandstrom (bzw. dem Proto-Irmingerstrom) mit der Intensivierung des IRD-Eintrages aussetzt. Die Ausstrichbreite der atlantischen Wassermassen im Europäischen Nordmeer ist in diesem Intervall nur sehr schmal. Die Bohrung auf dem Island-Plateau wird nur bis ca. 3,0 Ma durch atlantische Wassermassen beeinflusst (Abb.21), zwischen 3,0 Ma und 2,75 Ma beschränkt sich dieser Einfluß auf den küstennahen Sektor vor Norwegen und erreicht zudem nicht die nördlichste Lokation in der Framstraße (Abb.29).

Die pliozäne-quartäre Karbonatsedimentation im Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer darf nicht losgelöst von känozoischen plattentektonischen Ereignissen betrachtet werden, die weit vor der eigentlichen Intensivierung des IRD-Eintrages und erster ausgedehnter Eisschilde in der Nordhemisphäre bei ca. 2,75 Ma stattgefunden haben. Vielmehr gibt es zeittransgressiv kausale Zusammenhänge zwischen dem klimatischen Geschehen im Pliozän und im Quartär der Nordhemisphäre und tektonischen Ereignissen vor der Abkühlung der nördlichen Hemisphäre.

Die Modellierungen klimatischer Effekte basieren in der Regel auf globalen, tektonischen Prozessen (Schließung der Seewasserstraße in Panama, Öffnung der Drake Passage,

Austrocknung des Mittelmeeres, Orogenesen in Nordamerika und Asien (Ruddiman et al., 1989a); Kollision von Indien und Asien mit dem damit assoziierten ständigen Uplift des Himalaya (Ruddiman & Kutzbach, 1989)).

Der Golfstrom als Antreiber der Nordatlantikdrift und des Norwegenstromes ist während des Känozoikums vorhanden, beschränkte sich jedoch mehr auf zonale Wirbel (Barron & Peterson, 1991). Ein deutlich meridionales Strömungsmuster mit einer mehr polaren Richtung kann in der Modellierung der känozoischen Paläozeanographie erst sukzessive im Laufe des Neogens nachgewiesen werden (Barron & Peterson, 1991). Starken Einfluß auf diese Modellierung hat die Schließung der Panama-Seestraße zwischen Nord- und Südamerika, die auf 3,6 Ma bis 3,4 Ma datiert wird und zeitlich mit den ersten klimatischen Veränderungen in der nördlichen Hemisphäre korreliert (Keigwin, 1978).

Neben der Schließung von Seewegen zwischen Kontinenten haben auch orogenetische Prozesse Einfluß auf die atmosphärische Zirkulation und damit auf das Klimageschehen der nördlichen Hemisphäre. Uplift in Tibet ist schon vor dem späten Miozän (bei ca. 14 Ma) zu verzeichnen (Kerrick & Caldeira, 1993; Coleman & Hodges, 1995). Die Exposition von Kontinenten beeinflusst das globale Klima über mehrere Punkte. Gerade wenn Regionen der mittleren Breiten angehoben werden, verstärkt sich die Möglichkeit der Schneebildung und damit auch die Albedo. Die eingestrahlte Sonnenenergie wird nicht gespeichert, sondern reflektiert (Kutzbach et al., 1989). Als zweiter bedeutender Punkt führen chemische Verwitterungsprozesse in den exponierten Arealen über Karbonatauflösungsprozesse ($\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$) zu einer Erniedrigung des atmosphärischen CO_2 -Gehaltes und über die Verringerung des "natürlichen" Treibhaus-Effektes zu einer globalen Abkühlung. Mit der verstärkten chemischen Verwitterung in den Plateauregionen und dem erhöhten Ca-Eintrag in die Weltmeere kommt es seit dem frühen Pliozän zu einer sukzessive stattfindenden globalen Absenkung der CCD um ca. 350 m (Raymo et al., 1988), was Auswirkungen auf die globale Karbonaterhaltung in den Weltmeeren hat (vgl. Kap.5.2).

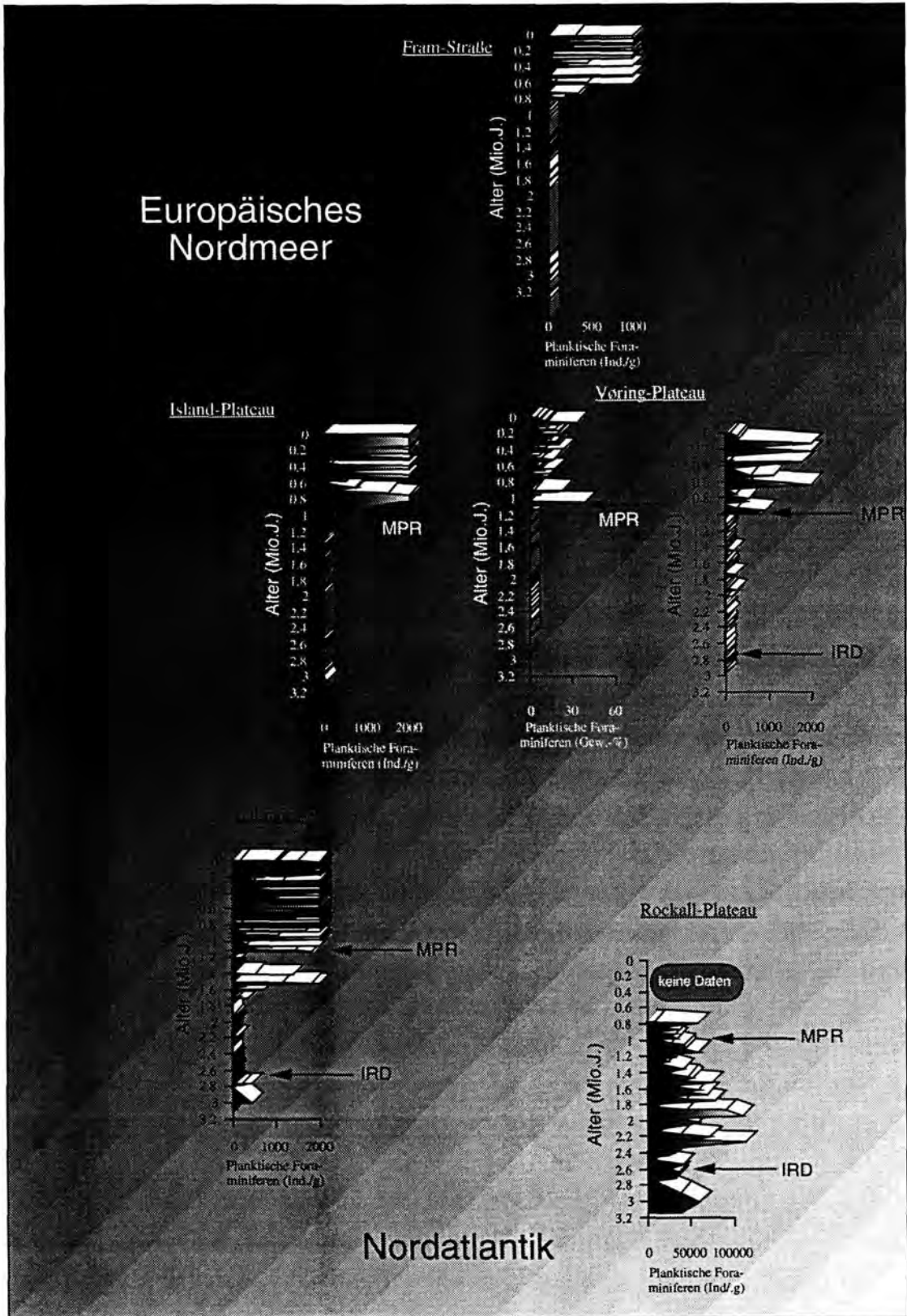


Abb.29: Zusammenfassende Darstellung der planktischen Foraminiferengehalte im Untersuchungsgebiet mit der schematischen Kennzeichnung der Temperaturgradienten in S-N- und in E-W-Richtung. Die beiden Hauptereignisse in der klimatischen Geschichte der nördlichen Hemisphäre (MPR - Mittelpleistozäne Revolution; IRD - Intensivierung des IRD-Eintrages) sind extra markiert.

5.1.2 Das glazial dominierte Zeitintervall zwischen 2,75 Ma und 1,8 Ma (Phase 2)

Mit den ersten ausgedehnten Meereisdecken und großen Eisschilden über Skandinavien und Grönland verstärkt sich der Eintrag von IRD dramatisch zwischen 2,75 Ma und 2,6 Ma (Shackleton et al., 1984; Keigwin, 1986; Ruddiman et al., 1986a; Aksu & Hillaire-Marcel, 1989; Henrich et al., 1989b; Raymo et al., 1989, 1992; Bohrmann et al., 1990; Jansen et al., 1990). Innerhalb des eistransportierten Partikelspektrums finden sich neben terrigenen Komponenten, wie Quarz und Gesteinsbruchstücken, spätkretazische und alttertiäre Foraminiferen (Spiegler, 1989) sowie thermisch reife organische Materialien in den Sedimenten der nördlichen Hemisphäre (Kaltenback et al., 1984; Hölemann & Henrich, 1993), die in ihrer Quantität als Anzeiger der Vereisung angesehen werden können.

Terrestrische Befunde auf Island beweisen, daß isländische Eisschilde erstmalig bei 2,6 Ma die isländische Küste erreichen (Einarsson & Albertsson, 1988). Die Vereisung der Nordhemisphäre läßt sich ferner im Arktischen Ozean nachweisen, der vor 2,7 Ma eisfrei ist, ab 2,7 Ma jedoch eine episodische Eisbedeckung zeigt (Herman & Hopkins, 1980; Worsley & Herman, 1980; Scott et al., 1989).

Vor den zahlreichen erfolgreichen Untersuchungen an DSDP/ODP-Kernmaterial war der Vema Kern (V28-179) (Shackleton & Opdyke, 1977) aus dem äquatorialen Pazifik der klassische Kern, der eine Anreicherung von ^{18}O im Schalenmaterial der Benthosforaminiferen und damit die erste deutliche Abkühlung der nördlichen Hemisphäre bei schon ca. 3,2 Ma belegt (vgl. mit Kap. 5.1.1). Der Vergleich mit den Isotopendaten der planktischen Foraminiferen weist jedoch über die fehlende Kovarianz auf ein nur erstes lokales Abkühlungsphänomen hin (Prell, 1984). Eine globale Vergrößerung des Eisvolumens mit der synchronen Reaktion beider Organismengruppen läßt sich im Pazifik erst bei 2,6 Ma nachweisen (Prell, 1984). Dieses Datum entspricht den Erkenntnissen aus dem offenen Nordatlantik (Shackleton & Hall, 1984; Keigwin, 1986).

Nahezu isochron ist im Nordatlantik und im Nordpazifik auch das Einsetzen des Transportes von IRD in die pelagischen Sedimente. Rea & Schrader (1985) geben für das Einsetzen dieses Ereignisses im offenen Nordpazifik ein Alter von ca. 2,61 Ma an, während Shackleton & Hall (1984) und Zimmerman et al. (1984) ein Alter von 2,6 Ma für den offenen Nordatlantik errechnen. Neueste hochauflösende Untersuchungen von Maslin et al. (submitted) im NW Pazifik (ODP-Bohrung 882) haben gezeigt, daß sich der IRD-Eintrag im eisschildnäheren Pazifik schon bei ca. 2,75 Ma parallel zur Norwegensee intensiviert hat. Die Vereisungen im gesamten arktischen Raum sind dementsprechend zeitgleich und werden durch Veränderungen in den Orbitalparametern initiiert, insbesondere durch eine Verstärkung der Amplituden im 41000er-Obliquitätsband (Maslin et al., submitted).

In den Isotopenkurven der nordatlantischen Bohrungen wird also die deutlichste Zunahme im ^{18}O des Gehäusematerials der planktischen Foraminiferen bei 2,6 Ma beobachtet (Keigwin, 1986). Die maximalen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zur Zeit der Vereisung sind dabei im Leg 94 südwestlich der Azoren wesentlich geringer als im Leg 81 auf dem Rockall-Plateau (Shackleton & Hall, 1984), was auf deutliche Temperaturgradienten zwischen beiden nordatlantischen Lokationen hindeutet.

Im NE-Atlantik (Goban-Spur, DSDP-Bohrung 548) finden Loubère & Moss (1986) das erste Abkühlungsereignisses schon zwischen 3,5 Ma und 3,3 Ma, eine deutliche progressive Abkühlung aber erst von 2,7 Ma bis 2,55 Ma, die auch hier bei 2,6 Ma in der drastischen Vereisung der nördlichen Hemisphäre kulminiert (Loubère & Moss, 1986).

Die in dieser Arbeit erweiterten $\delta^{18}\text{O}$ -Datensätze in der Labrador See belegen, durch die fehlende Probenauflösung eingeschränkt, erst bei 2,4 Ma eine Anreicherung des schwereren Isotops ^{18}O um ca. 2,0 ‰ (Abb.17), als Folge einer generellen Anreicherung seit dem Miozän (vgl. auch Aksu & Hillaire-Marcel, 1989). Schwerere $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenverhältnisse zeigen sich im Europäischen Nordmeer schon bei ca. 2,8 Ma bis 2,75 Ma (Jansen et al., 1989; Fronval & Jansen, submitted).

Die Untersuchungen zur biogenen Karbonatsedimentation in den Bohrungen im Europäischen Nordmeer belegen eine drastische Intensivierung in den glazialen Bedingungen zwischen 3,0 Ma in der Island See (Bohrung 907) und ca. 2,75 Ma auf dem inneren Vøring-Plateau (Bohrung 644). Auf dem Rockall-Plateau spiegelt sich die Intensivierung der Vereisung insbesondere in den Karbonatdaten wider. Ab 2,6 Ma sinken die Karbonatgehalte im Bereich des offenen Nordatlantik durch die Verdünnung mit IRD von Gehalten zwischen 100 und 90 Gew.-% temporär auf Werte weit unter 50 Gew.-% ab (Abb.29). Die Foraminiferengemeinschaft ändert sich hingegen in Folge des Eintrages von IRD und der Abkühlung nur zeitlich verzögert, vor allem die mengenmäßige Reduzierung der Art *N. atlantica* und die synchrone Zunahme der Art *N. incompta* wird erst nach der IRD-Eintrags-Intensivierung beobachtet (Abb.14).

In der Zeit zwischen 2,75 Ma und 1,8 Ma sind im nördlichen Nordatlantik sowie im südöstlichen Europäischen Nordmeer nur sehr kurze Verbesserungen der dominant glazialen Bedingungen zu verzeichnen, die sich in der Regel eher durch höhere Gehalte im kalkigen Nannoplankton als in den planktischen Foraminiferengehalten zeigen (Abb.30). Das kalkige Nannoplankton wird in diesen Zeiten durch die an Kaltwasser adaptierte Art *C. pelagicus* bestimmt, während die planktischen Foraminiferen lediglich durch geringe Individuenzahlen subpolarer Organismen ausgezeichnet sind. Gleichzeitig deuten die durchschnittlich größeren Coccolithen von *C. pelagicus* auf Lebensbedingungen im minimalen Temperaturbereich ihres Vorkommens hin (Abb.30) (Baumann, im Druck; Baumann & Meggers, im Druck). Warum episodisch nur Coccolithen in den Sedimenten der Labradorsee überliefert sind, aber nur wenig

planktische Foraminiferen der Art *N. pachyderma*, welche heute die polaren Wassermassen dominiert, findet seine Begründung in Evolutionsprozessen der Gattung *Neogloboquadrina* (vgl. mit Kap.5.3).

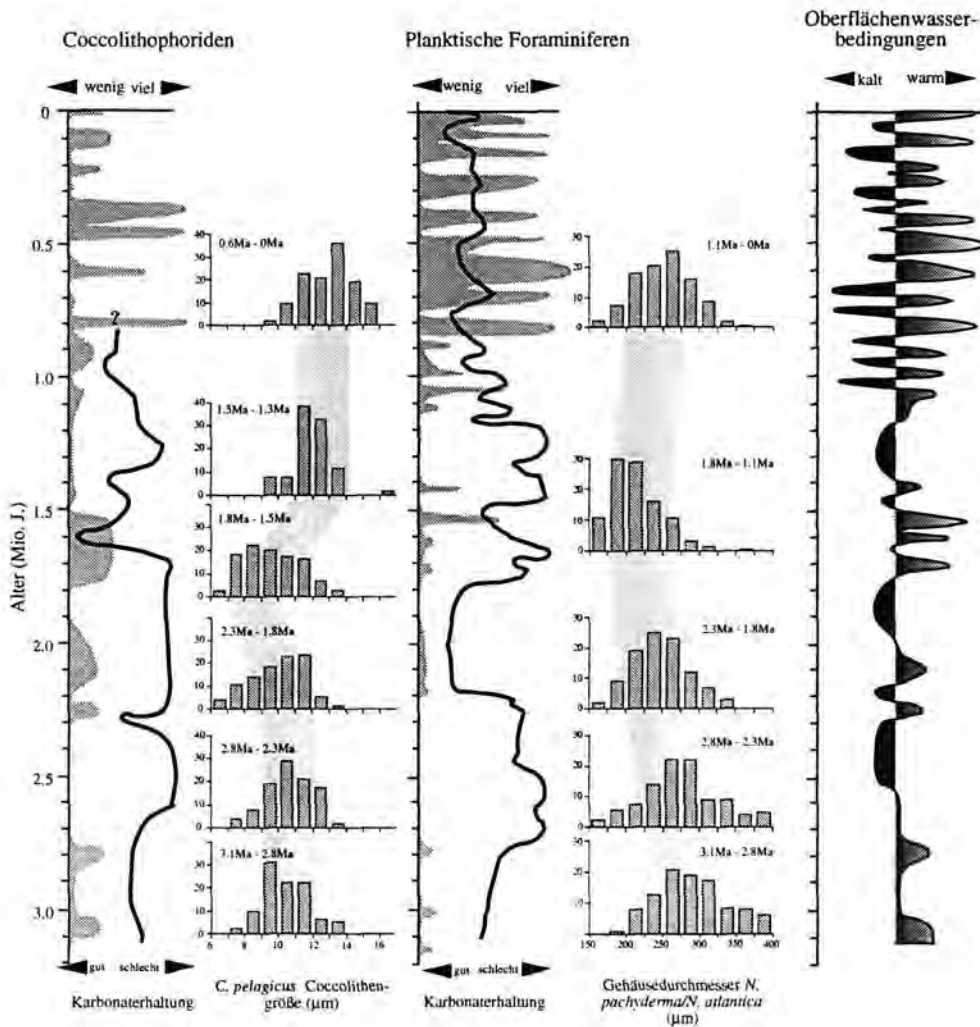


Abb.30: Schematischer Vergleich der absoluten Anteile von planktischen Foraminiferen und Coccolithophoriden, der Karbonaterhaltung sowie der Biometrie von *N. pachyderma*/*N. atlantica* respektive *C. pelagicus* im Vergleich zu den Oberflächenwasserbedingungen in der nördlichen Labradorsee (Bohrung 646) in den letzten 3,2 Mio. J. (aus Baumann & Meggers, im Druck).

In der Phase zwischen 2,1 Ma und 1,8 Ma etablieren sich zeitweilig erste subpolare Oberflächenwasserbedingungen in der nördlichen Labradorsee (Abb.15), möglicherweise analog zu den Bedingungen des heutigen Westgrönlandstromes. Dieses zeigt sich in der Dominanz subpolarer Arten (u.a. *T. quinqueloba*) sowie in den insgesamt leichteren $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenwerten (Abb.16 und 17). Die individuenreichen Nannoplanktongemeinschaften werden von *C. pelagicus* bestimmt. *C. pelagicus* hat in diesen kurzen Zeitabschnitten durchschnittlich kleinere Coccolithen, die auf günstigere Lebensbedingungen für diese Art hindeuten (Baumann & Meggers, im Druck). Coccolithenreiche Horizonte und sämtliche

Proben mit planktischen Foraminiferen sind zudem durch sehr gute Erhaltung gekennzeichnet (Abb.15). Möglicherweise kam es im Zuge der kurzfristigen Etablierung eines subpolaren Stromes aus dem Atlantik in die nördliche Labradorsee zu einer lokalen verstärkten Tiefenwassererneuerung in der Labradorsee und damit zu einer guten Karbonaterhaltung der wenigen produzierten Karbonatschaler. Es ist auffällig, daß gerade in diesem Zeitraum auch im Europäischen Nordmeer erste Anfänge einer biogenen Karbonatsedimentation zu verzeichnen sind (Abb.29) (Henrich & Baumann, 1994; Baumann et al., submitted) und daß parallel dazu auch der Einfluß von NADW auf den Südozean bei ca. 2,1 Ma zunimmt (Abelmann et al., 1990; Hodell & Ciesielski, 1990; Sikes et al., 1991). Die lokale und kurzzeitige Intensivierung des subpolaren Westgrönlandstromes und des Norwegenstromes findet im weiteren Verlauf der paläozeanographischen Entwicklung des nördlichen Nordatlantiks einen ersten Höhepunkt in der Phase 3 zwischen 1,8 Ma und 1,35 Ma (Kap.5.1.3). Die episodischen Intrusionen von warmen Oberflächenwassermassen in den Bereich des Europäischen Nordmeeres zwischen 2,1 Ma und 1,8 Ma beschränken sich analog zur Phase 1 weiterhin auf den küstennahen Sektor der Norwegensee, während der restliche Bereich des Europäischen Nordmeeres (Island-Plateau, beckenwärtiges Vøring-Plateau und Framstraße) immer noch unter dem Einfluß eisbedeckter polarer Wassermassen stehen (Abb.29).

Die konvergente Entwicklung der beiden Regionen im Einflußbereich der Eisschilde von Skandinavien und von Grönland zeigen mehr oder weniger synchrone Eisschildoszillationen. Die Etablierung des Norwegenstromes (Bohrung 644) und des subpolaren Westspitzbergenstromes (Bohrung 646) scheinen nahezu parallel zu verlaufen. Dieses entspricht den rezenten ozeanographischen Beobachtungen, die zeigen, daß die Nordatlantikdrift sowohl den Irmingerstrom als auch den Norwegenstrom meridional antreibt (Krauss, 1986; Reid, 1994).

Neben den Isotopendaten (Shackleton et al., 1984; Shackleton & Hall, 1984; Keigwin, 1986; Aksu et al., 1989 und Jansen et al., 1989), den Daten zum Eintrag von IRD in die Sedimente des Nordatlantiks (Zimmermann et al., 1984; Aksu & Hillaire-Marcel, 1989, Wolf, 1991; Wolf & Thiede, 1991) und den Foraminiferendaten (u.a. Baumann & Meggers, im Druck), zeigen auch die Daten anderer Organismengruppen das Einsetzen der Nordhemisphärenvereisung (Locker & Martini, 1989). Während in der küstenfernen Bohrung 642 auf dem Vøring-Plateau die Silikoflagellaten schon bei 3,3 Ma aus der Überlieferung verschwinden, bleiben sie in der küstennahen Bohrung 644 noch bis zum Hauptereignis der Vereisung bei 2,75 Ma erhalten (Locker & Martini, 1989). Erst ab 2,2 Ma gibt es bis 0,8 Ma episodisch noch Silikoflagellaten während Zeiten kurzer Atlantikwasserintrusionen (Locker & Martini, 1989).

Der globale Zusammenhang dieses Ereignisses wird umso deutlicher, wenn man die Befunde aus dem nördlichen Nordatlantik mit den Ergebnissen des Südatlantiks vergleicht. Bei

2,6 Ma werden im subantarktischen Bereich auf dem Meteor-Rücken um 0,6 ‰ schwerere Sauerstoffisotopendaten für *N. pachyderma* als in der Phase 1 beobachtet. Hodell & Ciesielski (1990), weisen zwischen 2,6 Ma und 2,4 Ma 10 glaziale Ereignisse nach. Den bisher beschriebenen faunistisch-floristischen Untersuchungen über die graduelle Abkühlung im Nordatlantik (Locker & Martini, 1989; Spiegler & Jansen, 1989; Baumann & Meggers, im Druck) folgen die Studien von Abelmann et al. (1990) im Bereich der Antarktis. Während die kieseligen Organismen im frühen und mittleren Pliozän relativ hohe Oberflächenwassertemperaturen belegen (5-10 °C), ist während des späten Pliozäns eine deutliche Temperaturabnahme zu verzeichnen, die in einer Veränderung der Vergesellschaft bei ca. 2,7 Ma bis 2,5 Ma kulminiert (Abelmann et al., 1990). Erst zwischen 2,3 Ma und 1,1 Ma zeigt sich eine Zunahme der planktischen Karbonatschalenproduktion, die im Zusammenhang mit dem verstärkten Einfluß von NADW in dieser Zeit steht (Abelmann et al., 1990). Die Verdrängung der silikatisch-biogenen Sedimentation im antarktischen Bereich durch biogene Karbonate geht einher mit einer CO₂-Abnahme der Tiefenwassermassen des Weddell-Meeres (Volat et al., 1980; Abelmann et al., 1990).

5.1.3 Die einsetzende meridionale Oberflächenwassermassenzirkulation zwischen 1,8 Ma und 1,35 Ma (Phase 3)

Während das Oberflächenwasserregime in der Framstraße (Bohrung 909), im Bereich des Island-Plateaus (Bohrung 907) sowie im Bereich des äußeren Vøring-Plateaus (Bohrung 643) noch bis 1,0 Ma (Bohrungen 643 und 907) bzw. bis ca. 0,65 Ma (Bohrung 909) glaziale Bedingungen dokumentiert, ohne daß eine nennenswerte biogene Karbonatsedimentation zu verzeichnen ist, etablieren sich auf dem Vøring-Plateau (Bohrung 644) sowie in der nördlichen Labradorsee (Bohrung 646) schrittweise schon weit vorher subpolare Bedingungen (Abb.32). Dieses ist eine der wesentlichen neuen Erkenntnisse der vorliegenden Untersuchung, denn es wurden bisher für den Zeitraum von 2,75 Ma bis ca. 1,0 Ma durchgehend glaziale Bedingungen angenommen, die hauptsächlich durch kalte, eisbedeckte, arktische Oberflächenwassermassen geprägt sind (Jansen et al, 1988, 1990). Südlich von Grönland und auf dem Vøring-Plateau werden aber erstmals wieder relativ hohe, gleichzeitig stark fluktuierende Individuenzahlen beobachtet, die auf den Einfluß atlantischer Wassermassen zurückzuführen sind und andeuten, daß sich eine erste meridionale Oberflächenströmung bis in das Europäische Nordmeer hinein ausbreitet (Abb.29).

Eine Erwärmung des Oberflächenwassers auf dem inneren Vøring-Plateau und in der Labradorsee wird auch durch die biometrischen Proxydaten von Coccolithophoriden und planktischen Foraminiferen (Vøring Plateau) angezeigt (Abb.31) (vgl. mit Baumann & Meggers, im Druck). Dementsprechend bildet *C. pelagicus* in dem gesamten Zeitintervall sowohl auf dem Vøring-Plateau als auch im Nordatlantik in der Regel eher kleine

Coccolithengrößen aus, die als Indikator für günstige Lebensbedingungen für diese Art angesehen werden müssen (Baumann & Meggers, im Druck; Baumann et al., submitted). Parallel dazu finden sich sowohl in den Bohrungen des Nordatlantiks als auch in der Bohrung 644 auf dem Vøring-Plateau erste signifikante Gehalte von *N. pachyderma* (Abb.31).

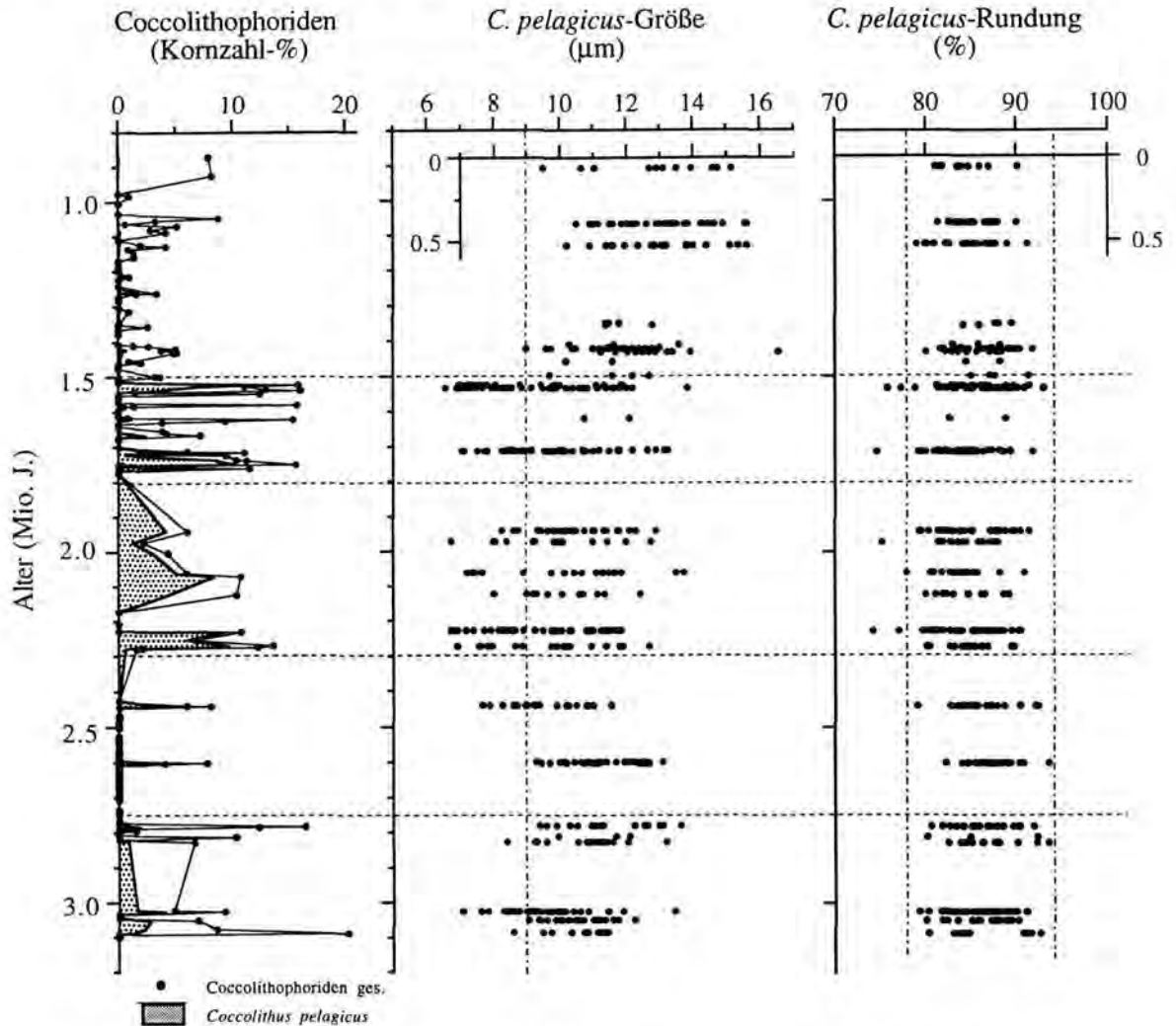


Abb.31: Coccolithophoridenanteile in Kornzahl-% sowie die biometrischen Datensätze von *C. pelagicus* in dem Zeitintervall zwischen 3,2 Ma und 0,8 Ma der Bohrung 646 (aus Baumann & Meggers, im Druck).

Die Zeit zwischen der ersten Sedimentation von großen Mengen biogener Karbonatpartikel in der Norwegensee und der nördlichen Labradorsee sowie der Intensivierung der klimatischen Kontraste mit der MPR bei ca. 1,0 Ma ist gekennzeichnet durch Glaziale, die weniger deutlich ausgeprägt sind als im späten Pleistozän (Jansen et al., 1989). Dieses ist in erster Linie in den geringeren Eintragsraten von IRD in die Sedimente der Norwegensee sowie in den Sauerstoffisotopendaten belegt (Jansen et al., 1989). Die ^{18}O -Isotopenkurve der Bohrung 646 zeigt erstmals bei ca. 1,5 Ma eine Veränderung der $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse zu leichteren Werten,

die frühpleistozäne Glazial/Interglazialwechsel einleitet, die denen im offenen Nordatlantik ähnlich sind (Ruddiman et al., 1986b).

Geringere Amplituden in den $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenkurven als im späten Pleistozän sind in einer Reihe von Untersuchungen im Nordatlantik (Shackleton & Hall, 1984; Jansen & Sejrup, 1986; Jansen et al., 1989; Raymo et al., 1989) belegt. Jansen et al. (1989) nehmen eine im Vergleich mit den Post-MPR-Interglazialen geringere meridionale Zirkulation für diesen Zeitraum an. Mit diesem episodischen Einstrom atlantischer Wassermassen wird insgesamt weniger Feuchtigkeit in die klimasensitiven Regionen der nördlichen Hemisphäre eingetragen, so daß sich nur kleinere Eisschilde als während der intensiven meridionalen Zirkulation des Pleistozäns bilden. Raymo et al. (1989) nehmen demzufolge eine Eisschildgröße für den Zeitraum zwischen 1,8 Ma und 1,35 Ma an, die nur etwa der Hälfte des spätpleistozänen Eisvolumens entspricht.

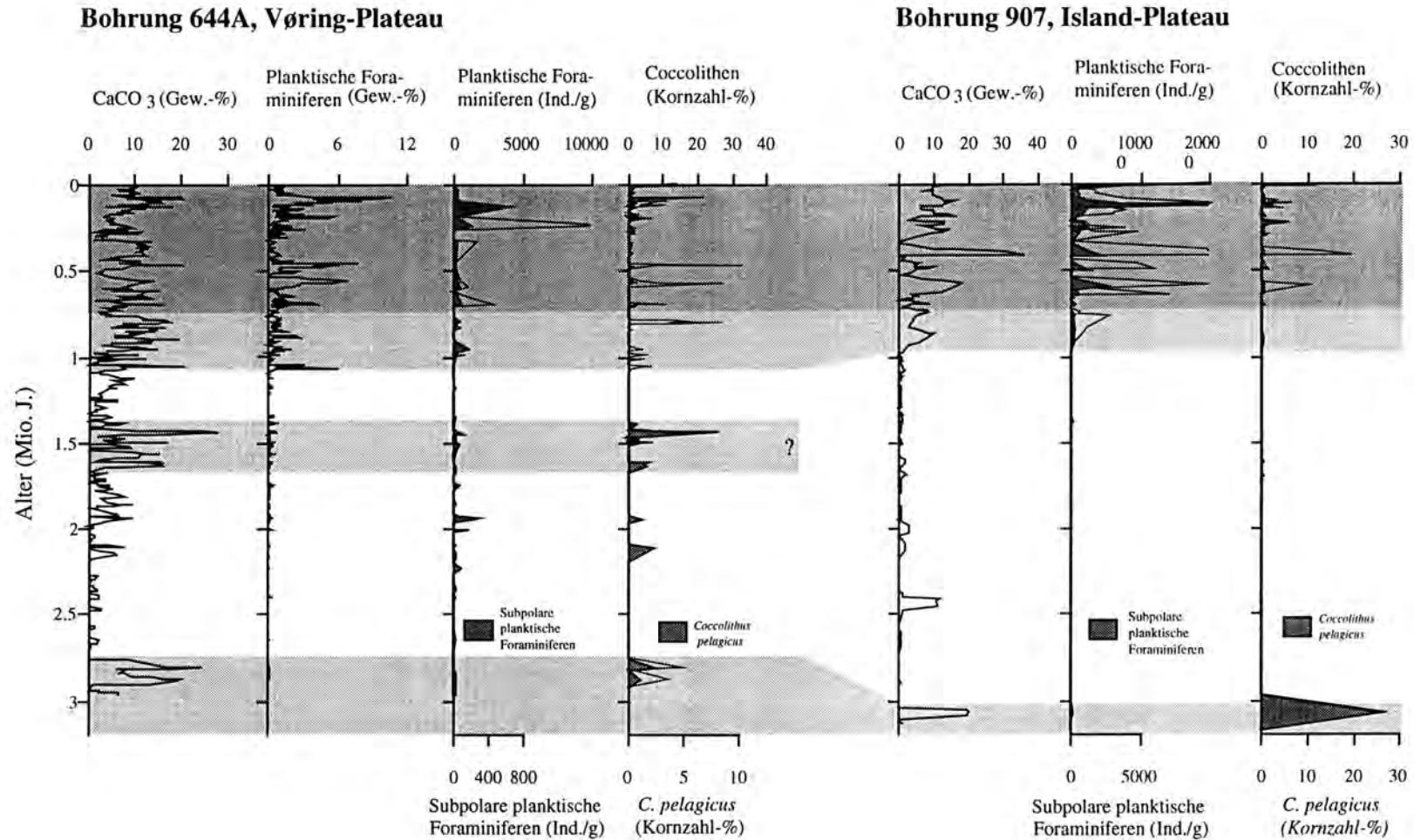


Abb.32: Vergleich der Bohrungen 644 und 907 hinsichtlich der Karbonatgehalte, der Mengen planktischer Foraminiferen sowie der Coccolithophoridenanteile (aus Baumann et al., submitted).

5.1.4 Die durch glaziale Bedingungen bestimmte Phase zwischen 1,35 Ma und 1,1 Ma (Phase 4)

Die Intensivierung der meridionalen Zirkulation mit der ersten langfristigen Etablierung eines Proto-Norwegenstromes und eines subpolaren Westgrönlandstromes sorgt in der Zeit von 1,8 Ma und 1,35 Ma für einen erhöhten Feuchtigkeitseintrag in die klimasensitiven Bereiche der nördlichen Hemisphäre und damit für eine Vergrößerung der Eisschilde. Die größeren Eisschilde rücken näher an die Küsten vor und sorgen für eine langfristig glazial-dominierte Periode zwischen 1,35 Ma und ca. 1,1 Ma, in der weder im Bereich des Vøring-Plateaus noch in der nördlichen Labradorsee karbonatisches Plankton in nennenswerten Gehalten produziert wird. Mit der Vergrößerung der Eisschilde, die aber noch nicht spätpleistozäne Dimensionen erreichen, verstärkt sich der IRD-Eintrag (Jansen et al., 1988). Episodisch höhere Karbonatgehalte haben ihre Ursache demnach lediglich in Umlagerungsprozessen von aufgearbeiteten fossilen Foraminiferen (Spiegler, 1989).

Auffällig ist, daß auch das Rockall Plateau von der Temperaturabnahme des Oberflächenwassers nicht unbeeinflusst bleibt. Die äußerst individuenarmen Gemeinschaften des kalkigen Nannoplanktons werden durch stark fragmentierte, an kalte Wassermassen adaptierte Arten charakterisiert (Baumann, unveröff. Daten).

Die Phase 4 ist mit Ausnahme des Rockall-Plateaus (Bohrung 552) in allen Regionen zudem durch sehr schlechte Karbonaterhaltung gekennzeichnet, insbesondere die Bohrung in der nördlichen Labradorsee (Abb.15) und die Bohrung auf dem inneren Vøring-Plateau (Abb.18) dokumentieren in dieser Zeit analoge Entwicklungen mit der Etablierung korrosiver Bodenwassermassen sowohl im Bereich der Norwegensee als auch im Bereich der nördlichen Labradorsee. Wahrscheinlich setzt die thermohaline Zirkulation in dieser Zeit völlig aus und eine Tiefenwasserproduktion ist durch den fehlenden Salzeintrag nicht möglich. Das Fehlen der Tiefenwassererneuerung im Europäischen Nordmeer korrespondiert mit den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten im Nordatlantik. Eine erste bedeutende Reduktion der NADW-Produktion weisen Raymo et al. (1990) im offenen Nordatlantik (ODP Leg 94) für das Zeitintervall zwischen 1,2 Ma und 1,1 Ma (Isotopenstadien 38 und 34) nach.

In der Rockall-Plateau Bohrung, in der sich durchweg gute Erhaltung zeigt, ist dieses Ereignis in der planktischen Foraminiferenvergesellschaftung belegt, die zwischen 1,35 Ma und 1,1 Ma durch subpolares Plankton in geringen absoluten Gehalten bestimmt wird. *N. pachyderma* ist nur mit einigen wenigen, sehr kleinen Individuen an der Vergesellschaftung beteiligt. Betrachtet man auch andere Bohrungen hinsichtlich der Planktongehalte, so fällt auf, daß *N. pachyderma* in dieser Zeit in keiner Bohrung in bedeutenden Anteilen vorhanden ist, obwohl ihr gerade heute in glazialen Zeiten die größte Anpassungsfähigkeit aller planktischen Foraminiferenarten bescheinigt wird (Abb.14). Neben der Bohrung auf dem Rockall-Plateau

zeigen auch die südlicheren DSDP/ODP-Lokationen über die planktische Foraminiferenvergesellschaftung hohe SST-Daten im Zeitraum zwischen 1,25 Ma und 1,1 Ma, die ihre Begründung lediglich in dem Nichtvorhandensein von *N. pachyderma* haben (vgl. mit Ruddiman et al., 1986c). Die SST-Daten müssen zudem durch den Vergleich mit den $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopendaten angezweifelt werden, da diese, analog zu den Befunden in dieser Studie, glaziale Bedingungen belegen.

5.1.5 Nach der "mittelpleistozänen Revolution" zwischen 1,1 Ma und 0,7 Ma (Phase 5)

Mit dem Ereignis bei 1,1 Ma erscheinen die ersten bedeutenden Gehalte karbonatschaligen Planktons auch auf dem Island-Plateau, während die Framstraße noch weiter polare Bedingungen zeigt und erstes mengenmäßig signifikantes Plankton erst mit der weiter zunehmenden Intensivierung der Amplituden bei ca. 0,65 Ma vorkommt (vgl. mit Kap. 5.1.6).

Die MPR zeigt sich nicht nur in der Intensivierung der Amplituden in den Isotopendaten (Shackleton & Hall, 1984; Jansen & Sejrup, 1986; Jansen et al., 1988; Ruddiman et al., 1989b), sondern auch in den Akkumulationsraten der Grobfraction (Bohrmann et al., 1990). Innerhalb der Grobfraction spiegelt jedoch nicht nur der IRD-Eintrag, sondern auch die zunehmende biogene Karbonatsedimentation die Intensivierung in den Amplituden wider (Henrich & Baumann, 1994; Baumann & Meggers, im Druck). Insgesamt können nach der MPR wärmere Interglaziale, aber auch wesentlich kühlere Glaziale nachgewiesen werden. Die Intensivierung der Amplituden erscheint, was die Sedimentation des karbonatschaligen Planktons anbelangt, ein abrupter Vorgang nach dem glazialen Ereignis zwischen 1,35 Ma und 1,1 Ma zu sein, dem eine zweite Intensivierung der Kontraste bei 0,7 Ma folgt.

Die MPR ist nicht nur eine evolutive Hürde für die planktische Foraminiferengattung *Neoglobobulimina*, sondern auch weltweit für die benthische Foraminiferengemeinschaft, welche eine Welle von Aussterbeereignissen zwischen 1,0 Ma und 0,6 Ma verzeichnet (Schönfeld, im Druck). Zwischen 1,0 Ma und 0,6 Ma verschwinden benthische Foraminiferengattungen aus der Überlieferung, die mit der extremen Intensivierung der klimatischen Kontraste und somit den Veränderungen der Bodenwassercharakteristik in den Weltmeeren nicht mehr Schritt halten können (Schönfeld, im Druck). Gerade das sukzessive Aussetzen der benthischen Foraminiferen über das Zeitintervall zwischen ca. 1,0 Ma und 0,6 Ma hinweg belegt einen graduellen Charakter der MPR.

Die Spektralanalysen an den Datensätzen der planktischen Foraminiferen und an denen des Karbonatgehaltes zeigen, wenn auch nicht in allen Bohrungen, die Veränderung in den klimatischen Frequenzen von einem 41000er Jahresfrequenzband im Bereich der Obliquität zu einem 100000er Jahreszyklus im Exzentrizitätsband (Abb.25-27). Dieser Trend zeigt sich

jedoch nur in den eisschildferneren Regionen, so z.B. stärker in der Bohrung 643 auf dem beckenwärtigen Vøring-Plateau als in der kontinentnäheren Position der Bohrung 644.

In den untersuchten Bohrungen kann die Frequenzänderung vom 41000er Jahreszyklus zum 100000er Jahreszyklus auf dem Vøring-Plateau in den Datensätzen der planktischen Foraminiferengehalte (Bohrung 644) beobachtet werden. Die Bohrungen auf dem Island-Plateau sowie in der Framstraße zeigen wegen der zu geringen biogenen Karbonatanteile vor 1,0 Ma keine deutlichen Frequenzänderungen.

In allen Bohrungen des Nordatlantiks läßt sich in vielen Parametern die Amplitudenintensivierung der Exzentrizität und der Präzession von der Matuyamaeпоche in die Brunhesepοche nachweisen, während zeitgleich die Obliquität weniger bedeutend wird (Ruddiman et al., 1986b; Ruddiman et al., 1989b). Die Hervorhebung des Exzentrizitätssignales in den letzten 1,0 Mio. J. ist um so interessanter, weil Exzentrizität eigentlich der Orbitalparameter ist, der die Insolation am wenigsten beeinflusst (Hays et al, 1976; Imbrie et al, 1989, 1993; Birchfield & Ghil, 1993). Während die Präzessions- und Obliquitäts-Jahreszyklen die gesamte Varianz der Strahlungsintensität erklären können, fehlt der Exzentrizität die Kraft, spätquartäre extreme Amplituden zu verursachen (Imbrie et al., 1989). Eine lineare Reaktion der klimatischen Kontraste entsprechend der Milankovitch-Theorie wird für die Exzentrizität ausgeschlossen. Eher ist eine nichtlineare interne Verstärkung der klimatischen Kontraste zu verzeichnen, die im 100000er Jahres-Exzentrizitätsrhythmus liegt und mit größeren und damit auch instabileren Eisschilden einhergeht (Imbrie et al., 1989, 1993; Maasch & Saltzman, 1990; Park & Maasch, 1993). Die klimatischen Schrittmacher sind dabei die Eisschilde, die extern durch Obliquitäts- und Präzessionsschwankungen beeinflusst eine kritische Größe erreichen und dann über klimatisch-ozeanographische Rückkopplungen intern gesteuert werden. Als Ursache für interne Rückkopplungseffekte führen Pisias & Moore (1981) topographische Veränderungen in Folge glazialer Erosionsprozesse an, so daß die Eisschilde immer näher an den Ozean heranrücken können und ihre Stabilität verlieren. Das Abschmelzen von Eisschilden in Bereichen topographisch durchfurchter Küstenbereiche ermöglicht einen sehr schnellen Abschmelzprozess, der die abrupten Terminationen am Übergang zwischen Glazial- und Interglazialzeit des späten Pleistozäns erklärt (Raymo, 1992; Berger & Jansen, 1994). Während im frühen Pleistozän Reste der Eisschilde immer erhalten bleiben, ist die Eisschmelze im späten Quartär kompletter.

Die MPR trennt daher einen Bereich wesentlich wärmerer Glaziale und kälterer Interglaziale zwischen 1,8 Ma und 1,1 Ma vom Zeitintervall zwischen 1,0 Ma (0,7 Ma) und 0 Ma mit extrem kalten Glazialen und ebenso extrem warmen Interglazialen mit einer deutlichen biogenen Karbonatsedimentation. Die episodisch völlig eisfreien Kontinente im späten Pleistozän mit einer geringeren Albedo heizen sich auf und erwärmen zeittransgressiv die

Oberflächenwassermassen in den Ozeanen, so daß eine intensive biogene Karbonatschalenproduktion im Europäischen Nordmeer einsetzen kann.

5.1.6 Die Intensivierung der Glazial/Interglazial-Kontraste im späten Quartär zwischen 0,7 Ma und heute (Phase 6)

In der Zeitspanne zwischen 0,7 Ma und heute ist der erste breite Einstrom atlantischer Wassermassen in die nördliche Labradorsee und das Europäische Nordmeer hinein nachzuweisen (Henrich, 1992; Henrich & Baumann, 1994; Baumann & Meggers, im Druck).

Die sich verstärkenden klimatischen Kontraste zwischen Glazial- und Interglazialzeiten werden nach 0,7 Ma vor allem durch die Häufigkeitsschwankungen der kalkigen Nannofossilien belegt (Henrich & Baumann, 1994; Baumann et al., submitted). Der Anteil planktischer Foraminiferen zeigt nur eine geringere Amplitudenverstärkung. Die biometrischen Daten offenbaren bei der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* mit abnehmendem Alter zunehmende Gehäusedurchmesser, die auf eine bessere Anpassung der polaren Art zurückzuführen sind (vgl. Kap.5.3). Unterbrechungen innerhalb dieser Größenentwicklung sind nur in den Bereichen der Karbonatminima bzw. in den Glazialzeiten zu verzeichnen. In diesen Zeiträumen hat *N. pachyderma* nur minimale Gehäusegrößen, die als Indikator für episodisch schlechte Lebensbedingungen interpretiert werden.

Da es während der letzten 0,7 Mio. J. wesentlich länger dauert, die Eismassen aufzubauen als sie abschmelzen zu lassen, kommt es insgesamt zu wärmeren Interglazialen und zu kälteren Glazialzeiten. Die Folge der extrem ausgebildeten Glaziale ist eine wiederholte Einschränkung der NADW-Produktion, welche sich in den Datensätzen zur Karbonaterhaltung mit schlechter Erhaltung in allen Bohrungen widerspiegelt. Während die erste bedeutende Reduktion der NADW-Produktion zwischen 1,2 Ma und 1,1 Ma (Stadien 38 und 34) (Raymo et al., 1990) die MPR einleitet, tritt die zweite Reduktion zwischen den Isotopenstadien 24 und 18 (Raymo et al., 1990) kurz vor der zweiten Intensivierung der Amplituden bei 0,7 Ma auf. Eine dritte Reduktion der NADW-Produktion bei 0,44 Ma (Stadium 12) leitet zu dem weltweiten "Mid-Brunhes"-Ereignis bei 0,4 Ma über. Während dieser Isotopenstadien sind die Tiefenwassermassen im Atlantik vom Nährstoffgehalt nicht von denen im Pazifik zu unterscheiden (Raymo et al., 1990) (vgl. mit Kap.5.2).

Mit der Intensivierung der Amplituden in den Karbonatkurven kommt es in der Phase 6 zur ersten, signifikanten biogenen Karbonatsedimentation in der Framstraße (Abb.23 und 24). Die zum Teil schlechte Erhaltung in der Framstraße und auf dem Vøring-Plateau ist in dieser Zeit assoziiert mit Diamiktsedimentationsereignissen. Die Diamikte sind dabei charakterisiert durch hohe Anteile an aufgearbeiteten organischen Partikeln und treten durch extensive Eisbergdrift gerade in den Deglaziationsphasen auf (Henrich, 1989; Wagner & Henrich, 1994). Die Einflußnahme dieser Diamikte wird in Richtung der zentralen Beckenbereiche des

Europäischen Nordmeeres abgeschwächt (Henrich, 1992), so daß sie auf dem Island-Plateau kaum wirksam sind. Infolge des starken Einflusses glaziomariner Sedimentationsprozesse (Eintrag von Sedimentsuspensionen sowie Schmelzwassereinfluß) wird eine Stabilisierung der Oberflächenwassermassenschichtung und eine Reduktion der Tiefenwassererneuerung verursacht und die Korrosivität der Tiefenwassermassen erhöht. Extreme Lösungspulse auf dem Vøring-Plateau sind immer mit einer nur geringen Karbonatschalenproduktion in den Oberflächenwassermassen und Diamikthorizonten verbunden (Henrich, 1992). Zusätzlich führt der extreme Eintrag von IRD mit organischen Partikeln infolge der pulsartigen Diamiktereignisse zur Erhöhung des $p\text{CO}_2$ im Bodenwasser/Porenwasser.

Die extremen Lösungskontraste in der eisschildnahen Framstraße werden hier analog zum Henrich-Modell interpretiert. Die Framstraße ist durch relativ kalte korrosionsfördernde Bodenwassermassen und nur episodisch vorkommende biogene Karbonatsedimentation charakterisiert, wodurch eine Ca-Untersättigung in den Bodenwassermassen verursacht wird. Ein Karbonatgleichgewicht kann in dieser Region nur erreicht werden, wenn die Karbonatschalenproduktion in den Oberflächenwassermassen interglaziale Spitzenwerte erreicht. Derartige "Neutralisationsprozesse" der Bodenwassermassen können zu Zeiten einer nur geringen Karbonatschalenproduktion infolge temporärer Eisbeckung nicht auftreten, und demgemäß ist die Karbonaterhaltung in den meisten mittelpleistozänen Glazialzeiten schlechter. Nur wenn Atlantikwasserintrusionen den Bereich der Framstraße in den Glazialzeiten erreichen, z.B. in den Isotopenstadien 6, 4, (3) und 2 kommt es zur biogenen Karbonatsedimentation (Henrich, 1989; Hebbeln et al., 1994; Henrich et al., 1995) und damit auch zu einer verbesserten Karbonaterhaltung (Henrich et al., 1995).

Interessanterweise zeigt die Bohrung in der Labradorsee zwischen 0,7 Ma und dem Holozän keine derartig extremen Erhaltungsmuster, so daß der grönländische Eisschild als wesentlich stabiler als der skandinavische Eisschild angenommen werden muß. Trotzdem ist es Wagner & Henrich (1994) gelungen, Diamiktsedimentationsereignisse im Europäischen Nordmeer mit den "Heinrich-Events" H1 und H2 im Nordatlantik zu parallelisieren (vgl. Heinrich, 1988).

5.2 Spätpliozäne-quartäre Karbonatlösung - die drei Weltmeere im Vergleich

Im folgenden sollen die Betrachtungen zur Karbonaterhaltung in der Untersuchungsregion mit den Befunden aus dem Atlantik, dem Südozean, dem Indik bis zum Endglied der thermohalinen Zirkulation, dem Nordpazifik, verglichen werden und ein globales Karbonatlösungsmodell vorgestellt werden.

Scheinbar widersprüchliche Daten der 30er bis 50er Jahre haben Anlaß zu zahlreichen Spekulationen über den Kontrast zwischen Indopazifik und Atlantik gegeben. Während Schott (1935) durch sein Arbeitsgebiet im Atlantik postuliert, daß hohe Produktivität und damit auch gute Erhaltung nur im Interglazial zu verzeichnen ist, haben "Pazifik-Bearbeiter" eher das Glazial als maximale Produktionszeit für Karbonatschaler angesehen (Arrhenius, 1952). Im Laufe der Jahre wurde die reine Betrachtung der Produktivität als Hauptursache von Karbonatzyklen durch vermehrte Untersuchungen der Karbonatlösungserscheinungen ergänzt (Berger, 1968; Thompson & Saito, 1974). Rezent kann der Atlantische Ozean als ein Karbonatakkumulationsbecken beschrieben werden, während der Pazifik eher durch Karbonatlösung charakterisiert ist. Dieses findet seine Begründung darin, daß die drei Haupttiefenwasserproduktionszentren im Atlantik liegen (Europäisches Nordmeer und Labradorsee im Norden sowie das Weddell Meer im Süden). Der Vergleich Nordatlantik und Nordpazifik im Hinblick auf die Wassermassenzirkulation ist demgemäß gegenläufig. Den Nordpazifik erreichen nur "alte", CO₂-reiche karbonatlösende Tiefenwassermassen, während Oberflächenwassermassen exportiert werden. Passend zu diesem generellen Zirkulationsmuster finden sich im Nordatlantik vorzugsweise karbonatische Sedimente, da die CCD tiefer gelegen ist, während der Nordpazifik durch eine flachere CCD und silikatische Sedimentation charakterisiert ist.

Zahlreiche Untersuchungen mit den unterschiedlichsten methodischen Ansätzen in den drei großen Weltozeanen haben gezeigt, daß es hinsichtlich der Karbonaterhaltung eine deutliche Asymmetrie zwischen Atlantik und Pazifik gibt (Volat et al. 1980; Crowley, 1985). Während die Glaziale im Pazifik in der Regel durch gute Erhaltung charakterisiert sind (Thompson & Saito, 1974; Thompson, 1976; Herterich & Sarnthein, 1984; Farrell & Prell, 1989, 1991; Le & Shackleton, 1992; Miao et al., 1994), wird gute Karbonaterhaltung im Atlantik eher in den Interglazialen beobachtet (Volat et al, 1980; Crowley, 1983, 1985; Tappa & Thunell, 1984).

Die heutige meridionale Oberflächenzirkulation atlantischer Wassermassen in das Europäische Nordmeer hinein und die Erneuerung der Tiefenwassermassen ist vermutlich während des letzten glazialen Maximums (LGM) gestoppt bzw. eingeschränkt gewesen. Das LGM ist das am besten erforschte glaziale Ereignis in der marinen Geologie und Erkenntnisse, die über das LGM erarbeitet worden sind, werden "aktualistisch" auf die weiter in der

Vergangenheit zurückliegenden Glaziale angewandt. Zahlreiche Untersuchungen versuchen über diverse Parameter (Lösungsstudien (Crowley, 1983), Cd-Analysen am Schalenmaterial benthischer Foraminiferen (Boyle & Keigwin, 1982) und $\delta^{13}\text{C}$ -Untersuchungen an Gehäusen benthischer Foraminiferen (Curry & Lohmann, 1983)) in verschiedenen Meeresgebieten den Nährstoffgehalt (bzw. das metabolische CO_2) und damit die Intensität der NADW-Produktion im Nordatlantik zu rekonstruieren. Dabei war und ist der Grad der NADW-Produktion Gegenstand einer heftigen wissenschaftlichen Diskussion, und es gibt vom völligen Ausbleiben der NADW-Produktion (Kellogg et al., 1978; Streeter & Shackleton, 1979) über die Reduktion der NADW-Bildung (z.B. Boyle & Keigwin, 1982, 1987; Sarnthein et al., 1994; Curry & Lohmann, 1983; Duplessy et al., 1991; Bickert, 1992; Henrich, 1992) bis hin zu keiner Änderung (Mix & Fairbanks, 1985) sämtliche Hypothesen für das LGM. Das neueste Modell von Sarnthein et al. (1994) beschreibt anhand epibenthischer $\delta^{13}\text{C}$ -Schwankungen drei prinzipielle Zustände; einen Holozän-/Interglazialzustand mit einer weit nach Süden reichenden Wirkung des NADW, einen glazialen Zustand mit einer NADW-Produktionsreduzierung und einem extremen Einfluß des AABW unterhalb von 3500 m Wassertiefe (u.a. im LGM) sowie einen Schmelzwasserzustand, der durch eine Stoppung der Tiefenwassererneuerung und eine Stagnation in den Tiefenwassermassen charakterisiert ist.

Untersuchungen in der Karibik dokumentieren während des LGM die Intensivierung der atlantischen Zwischenwassermassenzirkulation (de Menocal et al., 1992; Oppo et al., 1995) zeitgleich mit der Abnahme der Tiefenwasserneubildung im Nordatlantik (Boyle & Keigwin, 1982, 1987; Curry & Lohmann, 1983; Oppo & Fairbanks, 1990). In den letzten 150000 Jahren sind die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte benthischer Foraminiferen im Zwischenwasserstockwerk der Karibik während der Interglazialzeiten an ^{13}C abgereichert, während die Glazialzeiten durch Nährstoffarmut und hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte charakterisiert sind (Oppo & Fairbanks, 1990). Infolge der Indizien für eine Reduktion der Tiefenwasserbildung im Glazial und der Zunahme der nordatlantischen Zwischenwassermassenzirkulation ist ein Transfer der Nährstoffe in die Tiefenwassermassen nachzuweisen (de Menocal et al., 1992). Die Zwischenwassermassen sind während des LGM und aller anderen Glaziale seit 1,2 Ma deutlich an Nährstoffen und CO_2 untersättigt (de Menocal et al., 1992) und weisen demzufolge eher auf gute Erhaltung der Karbonate im Zwischenwasserstockwerk hin (Droxler et al., 1990). Neben den Befunden aus dem Sediment belegen auch die Modellierungen von Emerson & Archer (1992), daß eine Umverteilung von Nährstoffen und gelöstem anorganischen Kohlenstoff in den glazialen Tiefenwassermassen die Erhaltung im indo-pazifischen Raum verbessert, während synchron die Erhaltung im tiefen Atlantik schlechter wird.

Als Steuerungssystem der globalen Karbonaterhaltung fungiert demnach die thermohaline Wassermassenzirkulation und damit die chemische Umverteilung der Nährstoffe und des metabolischen CO_2 zwischen den Wassermassenstockwerken in den Glazialen (Broecker,

1982; Boyle, 1988; de Menocal et al., 1992). Der Transfer von Nährstoffen bzw. der glaziale $\delta^{13}\text{C}$ -Gradient zwischen Zwischen- und Tiefenwasser ist im Pazifik wesentlich weniger intensiv als im Atlantik (Mix et al., 1991); dies bedeutet, daß der "Boyle-Effekt" (vgl. Boyle, 1988) eher ein Nordatlantik-Effekt ist und im Pazifik keine glazialen Karbonatlösungserscheinungen nach sich ziehen kann.

Im Südozean liegt das zirkumpolare Tiefenwasser auf einer Mischungslinie zwischen NADW (wenig Nährstoffe, hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte) und Indo-Pazifischen Tiefenwasser (viele Nährstoffe, niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Werte) und kann demgemäß als Referenzlokalität für den temporären Einfluß von NADW gelten (Kroopnick, 1985; Charles & Fairbanks, 1992). Während ein Ausbleiben des Importes von salzreichen warmen Oberflächenwassermassen das gesamte atlantische Zirkulationsmuster zu revolutionieren vermag, bleibt das Zirkulationsmuster im Pazifik unbeeinflußt, ohne daß signifikante Unterschiede in der AABW-Produktion zwischen Glazial und Interglazial auftreten (Stocker & Wright, 1991; Howard & Prell, 1994). Gleichgültig welcher Mechanismus die Wassermassenzirkulation beeinflußt, der Südozean bleibt im Kohlenstoffsystem der Weltmeere immer die "Senke" für CO_2 (Imbrie et al., 1992).

Betrachtet man global den spätpliozänen-holozänen Untersuchungszeitraum, so führt der langfristige Eintrag von Ca in die Ozeane zu der weltweit besseren Erhaltung von Karbonat seit dem Pliozän (Raymo et al., 1988; Farrell & Prell, 1989). Die Karbonaterhaltung im Pazifik verbesserte sich seit 3,9 Ma, wobei ein dramatischer Puls zu besserer Erhaltung auf 2,9 Ma datiert ist (Farrell & Prell, 1991).

Der Vergleich zwischen Atlantik und Indopazifik zeigt, daß im Indopazifik zwischen 3,2 Ma und 2,6 Ma die Erhaltung gut ist (Curry et al., 1990; Farrell & Prell, 1991), während sie im Südatlantik (Diester-Haass & Rothe, 1987; Turnau & Ledbetter, 1989) und im Nordatlantik (Ruddiman et al. 1986a) schlechter ist (Abb.33). Die Untersuchungen in dieser Arbeit haben ergeben, daß die Karbonaterhaltung im nördlichen Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer lokal vor der Vereisung der nördlichen Hemisphäre in Analogie zum Pazifik und im Kontrast zum restlichen Atlantik gut ist. Die Karbonaterhaltung in den nördlichsten Regionen des atlantischen Ozeanes ist sogar trotz relativ geringer Karbonatschalenproduktion in den Oberflächenwassermassen gut. Die zeitgleiche schlechte Karbonaterhaltung in Nord- und Südatlantik kann demzufolge im spätpliozänen Zeitraum lediglich mit einer Abnahme der NADW-Produktion und der gleichzeitigen Intensivierung des Einflusses von korrosivem AABW im gesamten Atlantik mit Ausnahme der nördlichsten Regionen zusammenhängen. Dies bestätigt sich in diversen isotochemischen und sedimentologischen Untersuchungen im Atlantik (Loubère, 1987; Turnau & Ledbetter, 1989; Hodell & Ciesielski, 1990), die übereinstimmend eine reduzierte NADW-Produktion in dieser Zeit postulieren.

Die Erhaltungsmuster in der nördlichen Labradorsee und auf dem Vøring-Plateau sprechen für eine reduzierte, aber noch vorhandene NADW-Produktion (evtl. entsprechend

dem Modell von Sarnthein et al. (1994), mit den extremen nordwärtigen Vorstößen von AABW bis ca. 40°N). Diester-Haass & Schnitker (1989) weisen in Übereinstimmung mit den Isotopenuntersuchungen von Shackleton & Hall (1984) und den Lösungsuntersuchungen in der vorliegenden Studie darauf hin, daß während der letzten ca. 3,2 Mio. J. kein AABW die Lokation der Bohrung 552 erreicht hat (Abb.13), wobei einzuschränken ist, daß diese Bohrung zu flach positioniert ist, um mit letzter Sicherheit den Einfluß von AABW bei 50°N auszuschließen.

Das erste globale Lösungsereignis findet sich zwischen 2,7 Ma und 2,5 Ma (vgl. mit Kap.5.1.2) und ist verbunden mit dem ersten Tiefstand des Meeresspiegels (Abb.33). Im offenen Nordatlantik beobachten Ruddiman et al. (1986a) und Raymo et al. (1989) ein deutliches Lösungsmaximum zwischen 2,6 Ma und 2,45 Ma hin, welches mit dem Aussetzen der NADW-Produktion verbunden ist (Turnau & Ledbetter, 1989; Hodell & Ciesielski, 1990). Innerhalb der langfristigen Verbesserung der Karbonaterhaltung im Indopazifik gibt es das erste bedeutende Lösungsereignis nahezu zeitgleich bei 2,6 Ma (Curry et al., 1990; Farrell & Prell, 1991), das ebenso wie die Ereignisse im Atlantik mit der Vereisung der Nordhemisphäre korreliert ist (Shackleton et al., 1984; Keigwin, 1986).

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Interbeckengradienten zwischen beiden Ozeanen, die von Shackleton et al. (1984), Raymo et al. (1990) und Sikes et al. (1991) anhand benthischer Foraminiferen erarbeitet worden sind, verlaufen im späten Pliozän wesentlich steiler als heute, was auf einen insgesamt größeren Nährstoffgehalt im Pliozän deutet. Die Kohlenstoffisotopedaten benthischer Foraminiferen aus drei Bohrungen aus dem äquatorialen Pazifik, dem äquatorialen Atlantik und dem Nordatlantik von Sikes et al. (1991) dokumentieren zeitgleich mit der schlechten Karbonaterhaltung in der Labradorsee und im Europäischen Nordmeer zwischen 2,6 Ma und 2,15 Ma eine Reduzierung des Einflusses nordatlantischer Tiefenwassermassen auf den tiefen Pazifik (Sikes et al., 1991). Das östliche äquatoriale Atlantikbecken wird während des späten Pliozäns vielmehr durch Wassermassen des Südatlantiks dominiert (Sikes et al., 1991). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Gradienten um das 2,6 Ma-Ereignis sind ähnlich dem quartären Muster zu negativeren Werten verschoben, was bedeutet, daß der Pazifik trotz aller Reduzierungen der NADW-Produktion stets das Endglied der thermohalinen Wassermassenzirkulation war und ist (Raymo et al., 1990; Sikes et al., 1991).

Die Karbonaterhaltungsstudien in dieser Untersuchung belegen ein hoch fluktuierendes Erscheinungsbild in der Zeit der Verstärkung der meridionalen Zirkulation (zwischen 1,8 Ma und 1,35 Ma) im nördlichen Nordatlantik (vgl. Kap.5.1.3) mit guter Erhaltung zu Zeiten einer intensiven biogenen Karbonatsedimentation und schlechter Erhaltung in den Glazialen. Dieser Sachverhalt bildet sich nicht weltweit über die Ozeanbecken hinweg ab, so daß zu vermuten ist, daß das heutige Muster der thermohalinen Zirkulation und der Inter-Becken-Tiefenwasserfraktionierung in dieser Zeit noch nicht völlig etabliert war (Abb.33). Erst nach

der MPR ist die Asymmetrie in der Karbonaterhaltung beider Ozeane nachzuweisen. Möglicherweise kann die Anwendung der sehr genauen REM-Lösungsindex-Methodik (Kap.2) in Zukunft in den Kernsektionen zwischen 1,8 Ma und 1,1 Ma in atlantischen und pazifischen Sedimenten Erhaltungskontaste herausfiltern und helfen, die Entwicklungsgeschichte der Tiefenwasserzirkulation weiter zu verstehen.

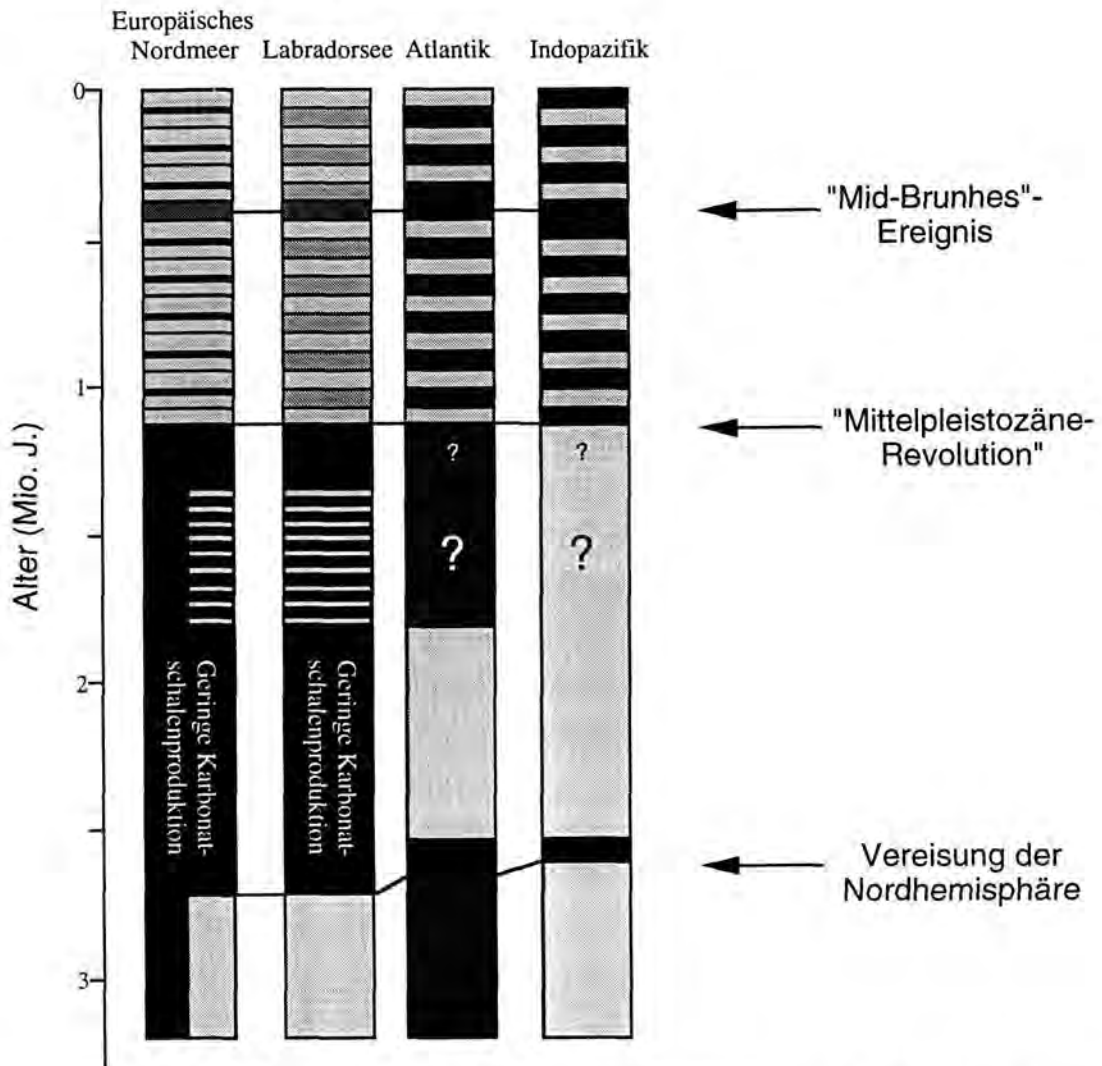


Abb. 33: Vergleich der Lösungsdaten im nördlichen Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer (diese Arbeit) mit den Literaturangaben über Karbonatlösung im Atlantik und im Indopazifik. Die drei Hauptereignisse in der klimatischen Entwicklung der Weltmeere sind mit Pfeilen gekennzeichnet. In schwarz sind hochkorrodierte Abschnitte markiert, in grau Sequenzen mit Karbonatlösung und in hell Zeitabschnitte, die durch gute Erhaltung charakterisiert sind.

Die MPR-Veränderung bei ca. 1,0 Ma zeigt eine Änderung der Zyklizität zu einem 100000er Jahreszyklus sowohl im Eisvolumen als auch in der Karbonaterhaltung. Den geringen Erhaltungsänderungen im Zeitraum 3,0 Ma bis 0,9 Ma folgt im Pazifik die post-MPR-Phase der 100000er Jahreszyklen mit allgemein besserer Erhaltung in den Glazialen und schlechterer in den Interglazialen (Farrell & Prell, 1991). Parallel dazu weisen Chen et al.

(1995) im Indik eine MPR vom 41000er zum 100000er Jahreszyklus zwischen 1,0 Ma und 0,7 Ma nach. Auch der Vergleich der Karibik mit dem Pazifik demonstriert ab 0,7 Ma eine Verstärkung in den CO₂-Kontrasten (40% Zunahme), einhergehend mit der Zunahme des 100000er Jahreszyklus (de Menocal et al., 1992). Die Autoren vermuten, daß der verstärkte Gradient zwischen Atlantik und Pazifik als interne Rückkopplung ursächlich ist für die ab 0,7 Ma zu verzeichnende Intensivierung in den Amplituden.

Das post-MPR-Karbonaterhaltungsmuster im Indopazifik steht im Kontrast zu den Erkenntnissen im Atlantik (u.a. Crowley, 1983, 1985 und Tappa & Thunell, 1984) und denen des nördlichen Nordatlantiks. Geringere Tiefenwasserbildung im Nordatlantik in den Glazialen (Boyle & Keigwin, 1987; Raymo et al. 1990) verschlechtert die Erhaltung im Atlantik und verbessert sie gleichzeitig passiv im Pazifik infolge des fehlenden Einflusses "alter" korrosiver Wassermassen des NADW. Alternativ zu diesem Modell schlagen Farrell & Prell (1991) auch die glaziale Bildung von pazifischem Tiefenwasser im Nordpazifik vor, welches dann analog zur Wirksamkeit des "frischen" NADW im interglazialen Atlantik die gute Erhaltung der Karbonate im glazialen Pazifik bestimmt.

Ein drittes globales Ereignis ist das "mid-Brunhes"-Ereignis bei ca. 0,4 Ma, welches mit einem erneuten weltweiten Lösungsmaximum korreliert. Dieses wurde für den Indischen Ozean von Bassinot et al. (1994), für den Atlantik von Crowley (1983, 1985) und Diester-Haass & Rothe (1987) und für den Pazifik von Farrell & Prell (1991) wiederholt nachgewiesen. Nach dem "mid-Brunhes"-Ereignis ist ein globaler Trend zu besserer Erhaltung zu erkennen (vgl. auch mit dieser Arbeit), wobei Lösungspulse in 100000er Jahreszyklen diesen partiell überdecken (Howard & Prell, 1994).

Auffallend ist, daß im Bereich des Europäischen Nordmeeres in den letzten 1,0 Mio. J. episodische Lösungspulse verbunden mit der Diamiktsedimentation eine Veränderung des Bodenwasserchemismus andeuten (Henrich, 1989, 1992), während zeitgleich im Bereich des nördlichen Nordatlantik (Labradorsee als südlichste Produktionsstätte "frischen" Tiefenwassers der Nordhemisphäre) die Karbonaterhaltung durchweg gut bleibt. Wahrscheinlich kam es episodisch in den Glazialzeiten zu einer Südverschiebung der Produktionsstätte für "frisches" Tiefenwasser aus dem Europäischen Nordmeer in den Bereich südlich von Island. Eine glaziale Einschränkung der Tiefenwassererneuerung, wie sie im Nordatlantik (Raymo et al., 1990) und in der Karibik (Oppo et al., 1995) nachgewiesen erscheint, ist wenigstens in den letzten 1,0 Mio. J. im Europäischen Nordmeer und in der Labradorsee nicht zu beobachten. Die Karbonaterhaltung ist eher über lange Zeiträume hinweg sehr gut (Abb. 18, 20, 21 und 23). Die Quantifizierung der Karbonaterhaltung in der untersuchten Region belegt eine langfristig wirksame Tiefenwassererneuerung und lediglich eine kurzfristige Einschränkung dieser in den Deglazialzeiten. Es wird vermutlich der Export von "frischen" Tiefenwassermassen des Europäischen Nordmeeres in manchen Glazialzeiten reduziert, nicht aber langfristig

eingeschränkt, so daß sich das beschriebene prinzipielle Erhaltungsmuster im Bereich des Nordatlantiks im Bereich der starken Wirksamkeit des AABW bemerkbar macht, nicht aber in der Labradorsee und im Europäischen Nordmeer.

Betrachtet man die Karbonaterhaltung (Aragoniterhaltung bei Pteropoden) in Bereichen intermediärer Wassermassen (Zwischenwassermassenstockwerk), so ist festzustellen, daß es zwischen Indik (Malediven) und Atlantik (Bahamas) Gemeinsamkeiten im Erhaltungsmuster gibt (Droxler et al., 1990). Die intermediären Wassermassen bleiben von der Tiefenwasserproduktion im Atlantik unbeeinflusst. Nur weltweite Lösungspulse, wie das "Mid-Brunhes"-Ereignis (Diester-Haass & Rothe, 1987; Farrell & Prell, 1989, 1991; Bassinot et al., 1994), lassen sich auch in den Studien zur Aragoniterhaltung bei den Bahamas und den Malediven (Droxler et al., 1990) nachweisen. Während es in der Glazial/Interglazial-Zyklizität Erhaltungskontraste zwischen Atlantik und Pazifik im Tiefenwasserstockwerk gibt, zeigt das Zwischenwasserstockwerk in beiden Ozeanen Korrelationen, die ein Modell der Becken zu Becken-Tiefenwasserfraktionierung weitgehend plausibel machen.

Die Hauptursache für die Erhaltungsgegensätzlichkeit der beiden großen Ozeane liegt demnach in der Tiefenwasserbildung im Nordatlantik und der Becken zu Becken-Tiefenwasserfraktionierung vom Nordatlantik in den Pazifik hinein. Verstärkere Lösung in beiden Ozeanbecken (z.B. das "Mid-Brunhes"-Ereignis) ist demgegenüber gerade zu Zeiten der Vergrößerung des Eisvolumens zu verzeichnen (Crowley, 1985), wobei dieses mit regressiven Erscheinungen zusammenfällt, die dann zu einer Schelf/Becken-Nährstofffraktionierung führen (vgl. mit Broecker, 1982).

Ausnahmen der Gegensätzlichkeit in den Erhaltungsmustern zwischen Atlantik und Indopazifik liegen in lokalen ozeanographischen Charakteristika begründet. So ist die Karbonaterhaltung in der ODP-Bohrung 882 im NW des Pazifiks am Endglied des globalen "conveyor belts" durch Upwelling-Erscheinungen mit entsprechend hohen Nährstoffgehalten und somit extrem hoher Produktivität in den Oberflächenwassermassen durch die hohen Karbonatakkumulationsraten gut (Haug et al., im Druck). Der extreme Karbonateintrag in die an Karbonat untersättigten Bodenwassermassen neutralisiert das hohe Lösungspotential in dieser Region. Dieses steht aber als Sondersituation im Kontrast zu dem allgemeinen Karbonaterhaltungsbild des Pazifiks in interglazialen Zeiten (u.a. Farrell & Prell, 1989, 1991).

5.3 *Neoglobobadrina pachyderma* - eine seit dem Oberen Miozän an kaltes Wasser adaptierte Art?

Die plattentektonischen Prozesse (u.a. die Drake-Passagen-Öffnung, die Panama-Straßen-Schließung und die diversen Plateau-Uplift-Erscheinungen) seit der späten Kreidezeit sowie die progressive Abkühlung im Känozoikum haben ozeanographische Konsequenzen, die sich in der Plankton- und Benthoslebewelt des Känozoikums widerspiegeln. Mit der Schließung des für das Mesozoikum typischen Tethys-Seeweges in den niederen bis mittleren Breiten und der Öffnung eines Seeweges in den höheren Breiten (Drake Passage) reformiert sich das ozeanographische Geschehen völlig. Die Veränderung vom milden Klima des Mesozoikums mit nur schwach ausgebildeten meridionalen Temperaturkontrasten im Gegensatz zu der känozoischen Welt mit extremen Temperaturgradienten zwischen dem Äquator und den polnahen Regionen bildet sich insbesondere in den Entwicklungsreihen des karbonatischen Planktons ab (Thunell, 1981; Kennett & Srinivasan, 1983; Wei & Kennett, 1983, 1986; Ottens & Nederbragt, 1992). Maxima in Diversität und Menge der planktischen Foraminiferen gibt es im Maastricht, im mittleren Eozän sowie im frühen mittleren Miozän (Ottens & Nederbragt, 1992). Alle drei Maxima sind zeitlich direkt nach Abkühlungsphasen aufgetreten, die eine Koexistenz von an warme und kalte Wassermassen adaptierte Arten in einem ozeanographischen Übergangsstadium erlauben (Ottens & Nederbragt, 1992).

Nach dem Massensterben an der Kreide/Tertiär-Grenze bevölkern nur einige wenige opportunistische Arten die hohen Breiten (Hallock et al., 1991). Die erste Abkühlung im mittleren Eozän verursacht in diesen Regionen eine Diversifikation der wenig spezialisierten Arten planktischer und benthischer Foraminiferengemeinschaften, die neue ökologische Nischen in den hohen Breiten im Bereich meridionalen Upwellings und in Randströmungen erobern (Wei & Kennett, 1986; Hallock et al., 1991). Die Diversität im mittleren Eozän ist demzufolge sogar die größte im gesamten Känozoikum (Hallock et al., 1991). Auch der Bildung der antarktischen Eiskappe im mittleren Miozän und der beginnenden Vereisung der nördlichen Hemisphäre im späten Pliozän folgt zeitversetzt jeweils eine generelle Ausbreitung der Foraminiferen in Zeiten der kurzfristigen Klimaabmilderung (Thunell, 1981).

Neben den temperaturgesteuerten Trends in der Evolution der planktischen Foraminiferen spielt auch die Besetzung tieferer Wassermassenstockwerke eine Rolle in deren stammesgeschichtlicher Entwicklung (Hart, 1980; Wei, 1994a). Die Evolution kann temporär als Funktion der zunehmenden Wassertiefe auf den Schelfen angesehen werden, wo das Nährstoffangebot durch Erosionprozesse am größten ist (Hart, 1980).

Die "evolutionstreibende" Kraft der Abkühlungsphasen und folgender Klimaabmilderungen soll hier in ihrer Auswirkung auf die Entwicklungsgeschichte der Gattung *Neoglobobadrina* in der spätpliozänen-holozänen Geschichte der Nordhemisphäre überprüft werden.

Bisher wird *N. pachyderma* von der miozänen Art *Neogloboquadrina continuosa* abgeleitet und bis in das Holozän hinein beschrieben (Jenkins, 1967; Bandy, 1972; Kennett & Srinivasan, 1980) (vgl mit Kap.3.1). Die Entwicklungsreihe von *N. pachyderma* vom oberen Miozän bis in moderne Populationen hinein zeigt nach den bisherigen Vorstellungen erst im Pleistozän die Entwicklung von stark kalzifizierten Individuen (Bandy, 1972). Nach eigenen Beobachtungen scheint dieses allerdings nur durch die geringere Gehäusegröße von *N. pachyderma* zwischen 1,8 Ma und 1,1 Ma bedingt zu sein. Die kristalline Kruste führt zur Unterdrückung der Suturen und verstärkt ein kompakteren artcharakteristisches Phänotyp. Der Übergang von *N. atlantica* zu *N. pachyderma* ist in den untersuchten Bohrungen nur durch die Gehäusegröße bei etwa gleichbleibender Größe der Kalzifizierungskristallite charakterisiert. *N. atlantica* und *N. pachyderma* zeigen beide einen analogen Wandungsaufbau mit einer primären retikulaten Kruste und einer sekundären ontogenetischen Überwachsung durch Kalzitrhomboeder.

Biometrische Untersuchungen an plio-/pleistozänen Individuen von *N. pachyderma* lassen Olssen (1974) schließen, daß große Unterschiede zwischen den Formen des Pliozäns und des frühen Pleistozäns sowie denen des späten Pleistozäns bestehen. Auch aus morphologischen Gründen bezweifeln Cita et al. (1965) die Existenz einer mio-pliozänen *N. pachyderma* und definieren für diesen Zeitabschnitt eine "*Globorotalia pseudopachyderma*". Beide Versuche, die Art *N. pachyderma* in einem neuen Licht erscheinen zu lassen, sind jedoch an den klassischen mikropaläontologischen Meinungsbildern gescheitert. Die morphologische Ähnlichkeit zwischen plio- und pleistozänen Formen wird als zu gravierend angesehen, um eine Neudefinierung zu begründen (Kennett & Srinivasan, 1980). Mit dieser Ansicht bleiben die Probleme bei diversen paläozeanographisch orientierten Betrachtungen auf mikropaläontologischer Grundlage in unterschiedlichen Regionen bestehen. So lassen sich im Zeitintervall zwischen 1,35 Ma und 1,1 Ma im nordöstlichen Nordatlantik hohe Oberflächenwassertemperaturen in den Transfer-Funktions-Berechnungen ohne eine Korrelation mit den Isotopendaten nachweisen, die sich nur durch das Fehlen der polaren Art *N. pachyderma* erklären (Ruddiman et al., 1986c). Auch für die südlicher gelegene Bohrung 609 (DSDP-Leg 94) ist eine Rolle von *N. pachyderma* als Kaltwasserindikator vor 1,7 Ma im Vergleich mit den Isotopenbefunden nur sehr schwer zu verstehen (Ruddiman et al., 1986b). Keigwin (1978) bezeichnet in seinen Untersuchungen zur Rekonstruktion der Schließung der Panama-Seestraße die pliozäne *N. pachyderma* im Gegensatz zur pleistozänen- holozänen Art konsequenterweise als nicht Kaltwasser anzeigend.

Die starken Variationen in Größe und Form der Gattung *Neogloboquadrina* resultieren in einer Vielzahl morphologischer "Spielarten" und entsprechenden Problemen bei der taxonomischen Einordnung von *N. atlantica* sin./dex., *N. pachyderma* und *N. incompta*. Zudem beobachten Kennett & Srinivasan (1980) eine sehr enge morphologische Ähnlichkeit

zwischen *N. atlantica* und *N. pachyderma* und unterscheiden beide Arten nur durch die größeren Gehäuse, einem offeneren Umbilicus sowie dem generellen Fehlen einer Lippe von *N. atlantica*. Dieses ist in Übereinstimmung mit der Originalbeschreibung von Berggren (1972), der nur auf "...discrete morphologic differences" zwischen *N. atlantica* und *N. pachyderma* hinweist. Auch Poore & Berggren (1975a) belegen, daß gerade kleine Formen von *N. atlantica* mit einer kleinen Kümmerkammer morphologisch zwischen beiden Arten stehen und demzufolge die taxonomische Einordnung weiter erschwert wird.

Der Gesamtheit der taxonomischen Probleme bei der Einsortierung der Arten innerhalb der Gattung *Neogloboquadrina* ist in dieser Arbeit umgangen worden, indem ohne auf die Artzugehörigkeit Rücksicht zu nehmen der maximale Gehäusedurchmesser ermittelt und die Größenverteilung völlig unabhängig von der biostratigraphischen Zonierung objektiv interpretiert wurde.

Die stratigraphische Bedeutung von *Neogloboquadrina* im allgemeinen und ihrer Arten *N. pachyderma* und *N. atlantica* im speziellen ist gerade im Zeitraum der Vereisung der Nordhemisphäre signifikant. Poore & Berggren (1975b) definieren mit dem letzten Auftreten (LAD) von *N. atlantica* die Plio-/Pleistozän-Grenze im Hatton-Rockall-Plateau-Bereich (DSDP Bohrung 116). Unterschiedliche LAD-Daten sind auch aus anderen Kernen des Nordatlantiks beschrieben. Huddleston (1984) sieht das LAD im obersten Pliozän bei ca. 2,2 Ma, Pujol & Duprat (1985) geben ein Aussterbedatum von *N. atlantica* im spätesten Pliozän erst an der Basis des Olduvais an (DSDP Bohrung 558). Spiegler & Jansen (1989) geben für *N. atlantica* in ihrer dextralen Form ein LAD bei 1,84 Ma und für die sinistrale Form schon bei 2,3 Ma an und Aksu & Kaminski (1989) ermitteln für die nördliche Labradorsee (ODP Bohrung 646, vgl. mit dieser Arbeit) ein LAD von ca. 2,0 Ma. In den ersten detaillierten pliozänen-holozänen Untersuchungen zur Ultrastruktur der Art *N. pachyderma* von Keller (1978) ist ein großer *N. pachyderma*-Morphotyp schon im frühen Pliozän nachzuweisen, der mit der Abkühlung im späten Pliozän jedoch aus der Überlieferung verschwindet. Diese stratigraphische Position scheint auch mit dem Auftreten der Art *N. atlantica* zu korrespondieren. Ebenso im Mittelmeer nehmen die Gehalte von *N. pachyderma* an der Grenze Pliozän/Pleistozän zu (Lourens et al., 1992), während *N. atlantica* ähnlich dem Nordatlantik schon bei 2,3 Ma (Zachariasse, 1990) aus dem Mittelmeer verschwindet.

Insgesamt dokumentiert sich das Auftreten von ersten kalzifizierten (kleinen) *N. pachyderma* erst bei ca. 1,8 Ma und das Aussetzen von *N. atlantica* bei etwa 2,3 Ma (Hooper & Weaver, 1987). Für diese Arbeit stellt sich daher die Frage: Was passiert zwischen diesen beiden biostratigraphischen Fixpunkten?

Die hohe Karbonatlösung und niedrige Gehalte karbonatschaliger Plankter zwischen 2,75 Ma und 1,0 Ma in der Norwegensee sind mit dem Vorkommen großer Mengen von IRD (Jansen et al., 1989) und nach biostratigraphischer Meinung auch mit dem ausschließlichen

Vorkommen der polaren *N. pachyderma* verbunden (Spiegler & Jansen, 1989). In ihren wenig hochauflösenden, rein biostratigraphisch orientierten Studien nehmen Spiegler & Jansen (1989) an, daß zwischen 2,75 Ma und 1,0 Ma nahezu monospezifisch *N. pachyderma* auftritt. Bei hochauflösender Betrachtungsweise zeigt sich aber gerade im Zeitintervall zwischen 2,75 Ma und 1,8 Ma das Auftreten von eher subpolarem Plankton. Auch zwischen 1,8 Ma und 1,0 Ma lassen sich noch signifikante Mengen subpolarer planktischer Foraminiferen feststellen.

Die Untersuchungen in dieser Arbeit, die neben den biometrisch/morphometrischen Veränderungen innerhalb der Gattung *Neogloboquadrina* auch paläozeanographische Rekonstruktionen über den synoptischen Vergleich mit dem kalkigen Nannoplankton vorgenommen hat, zeigen, daß die innerhalb dieser Gattung aufgetretenen morphologischen Variationen an paläozeanographische Veränderungen gekoppelt sind. Diese klimatischen Änderungen haben wahrscheinlich auch die Temperaturpräferenz von *N. pachyderma* verändert und machen eine Unterscheidung zwischen *N. atlantica* sin., *N. atlantica-pachyderma* "intergrade" und von prä- und post-MPR-Formen der Art *N. pachyderma* notwendig.

Der Zeitraum der Vereisung der nördlichen Hemisphäre im späten Pliozän hat nicht nur entscheidenden Einfluß auf die Gattung *Neogloboquadrina* im Bereich des nördlichen Nordatlantiks, sondern schlägt sich auch in anderen planktischen Foraminiferengattungen nieder. Eine synpatrische Artentwicklung über einen Zeitraum von ca. 0,5 Mio. J. von *Globorotalia crassaformis* über *Globorotalia tosaensis* zu *Globorotalia truncatulinoides* wird von Lazarus et al. (1995) im Südpazifik im Zeitraum zwischen 3,0 Ma und 2,5 Ma anhand morphometrischer Datensätze postuliert. *G. truncatulinoides* ist erstmalig bei ca. 2,7 Ma vor heute in der Vergesellschaftung nachweisbar. Die synpatrische Artentstehung mit der Co-Existenz der Vorläuferart und der entstehenden Form in einem Lebensraum ist mit den Veränderungen in der Ozeanographie des Südpazifiks gekoppelt. Inwieweit synpatrische Artbildung auch in der gleichen Zeit im nördlichen Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer stattgefunden hat, soll für die Entwicklungslinie in der Gattung *Neogloboquadrina* gezeigt werden. Die extremen Temperaturgradienten zwischen beiden Regionen im Zeitraum zwischen 3,2 Ma und 1,0 Ma ermöglichen hier eher eine allopatrische Artentstehung von *N. pachyderma* in Folge einer Auftrennung der Populationen von *N. atlantica* in zwei voneinander klimatisch isolierten Populationen im Europäischen Nordmeer und im Nordatlantik. Während die Größenvariationen im Nordatlantik einem deutlichen Trend von *N. atlantica* über Übergangsformen (*N. atlantica-pachyderma* "intergrade") bis hin zu ersten kleinen *N. pachyderma* Organismen folgen, ist das Spektrum der Phänotypen im Europäischen Nordmeer im Zeitraum 1,8 Ma bis 1,0 Ma diffuser (Abb.34). Sowohl auf dem Island-Plateau als auch auf dem Vøring-Plateau findet sich bis 1,0 Ma noch *N. atlantica-pachyderma* "intergrade", wobei diese Formen kleinere Gehäusegrößen als die post-"IRD" *N. atlantica* aufweisen. Ob dieser Trend ein evolutiver Prozeß ist und/oder vielleicht auch verschlechterte Lebensbedingungen mit

assoziierten Ökomodifikationen und kleineren Gehäusengrößen andeutet, kann nicht abschließend beantwortet werden, ist aber für die Gesamtinterpretation der *Neogloboquadrina*-Evolution auch nicht von grundlegender Bedeutung. Vermutlich erobern erst mit der beginnenden starken meridionalen Zirkulation die kleinen *N. pachyderma*-Individuen den Lebensraum des Europäischen Nordmeeres und verdrängen die Vorläuferarten *N. atlantica* bzw. *N. atlantica-pachyderma* "intergrade" aus ihrem Habitat (Abb.34).

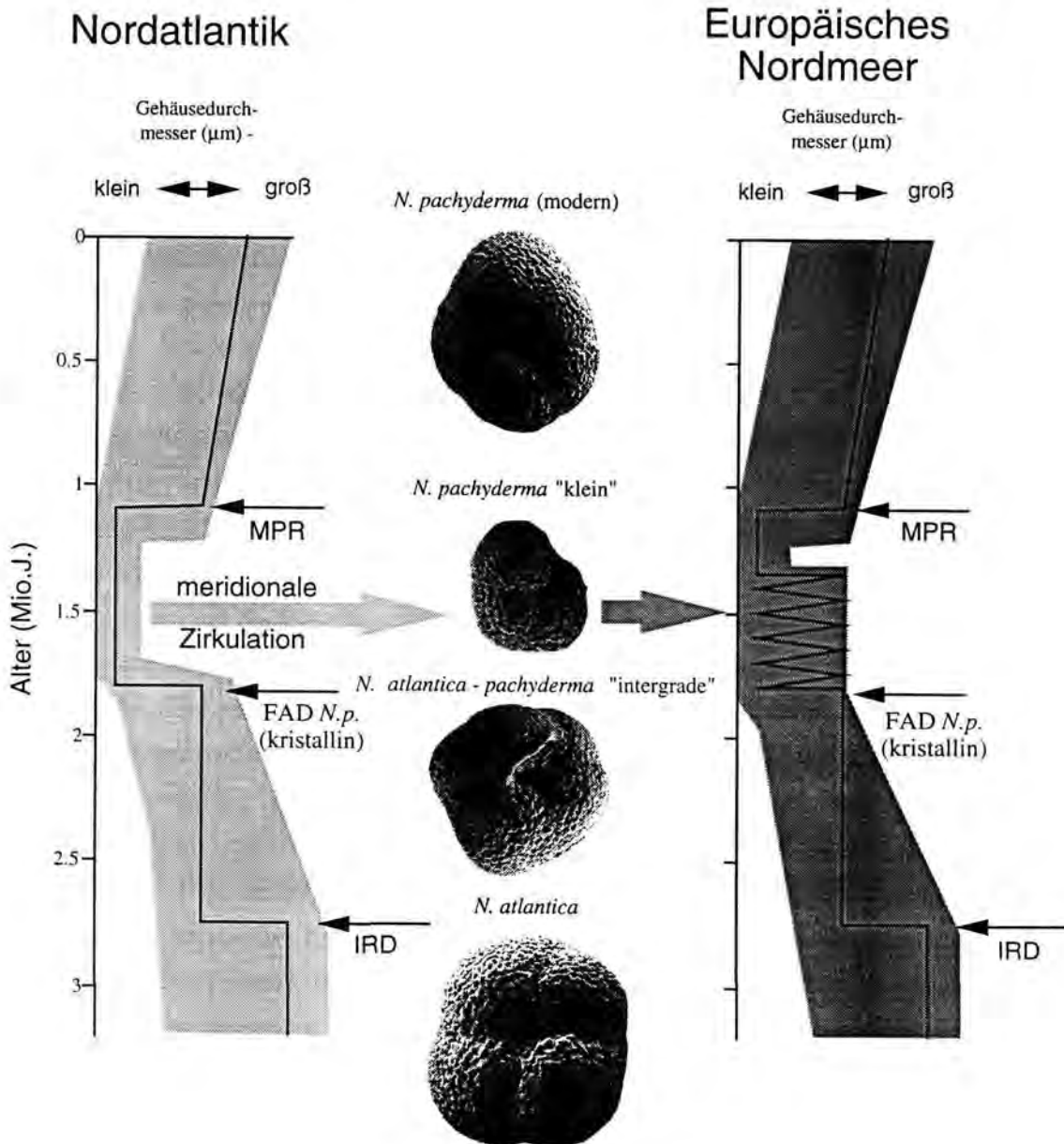


Abb.34: Modell der phylogenetischen Entwicklung innerhalb der kaltwasseradaptierten *Neogloboquadrina*-Gruppe im Europäischen Nordmeer und im Nordatlantik.

Die Vermutung, daß *N. pachyderma* als die heute wichtigste an kaltes Wasser adaptierte Art noch nicht existiert oder noch nicht ihre heutige Salinitäts- und Temperaturpräferenz erreicht hat, läßt auch die paläozoo- und paläogeographische Rekonstruktion des Zeitraumes zwischen 3,2 Ma und 1,0 Ma in einem neuen Licht erscheinen. Die starke Intensivierung der meridionalen Zirkulation wird in der Regel auf zwischen 1,0 Ma (direkt nach der MPR) und 0,7 Ma (der zweiten Amplitudenverstärkung) datiert (u.a. Jansen et al, 1988, 1990). Vermutlich verstärkte sich dieses Zirkulationsmuster jedoch schon sukzessive seit 2,1 Ma mit ersten Auswirkungen auf die nördliche Labradorsee und dann intensiver seit 1,8 Ma mit Auswirkungen auf das innere Vøring-Plateau und die Labradorsee (siehe auch Henrich & Baumann, 1994; Baumann & Meggers, im Druck). In beiden Regionen werden signifikante Gehalte an biogenen Karbonaten festgestellt (vgl. mit Kap.5.1.3). Allerdings fehlt *N. pachyderma* in den Gemeinschaften. Fügt man die Mengenanteile, die diese Art in den Interglazialen des späten Pleistozäns erreicht, den spätpliozänen-frühpleistozänen Gehalten hinzu, wird der Anteil des subpolaren Planktons in den Interglazialen vor der MPR in Größenordnungen relativiert, die der Zeit nach der MPR nahezu entsprechen. Nach der MPR werden die subpolaren planktischen Foraminiferen durch den intensiven Eintrag der polaren Art "verdünnt" und ihre Bedeutung für paläozoo- und paläogeographische Rekonstruktionen nimmt ab.

Die Anwendung dieser Erkenntnisse auf die Karbonatlösungsstudien im gesamten Untersuchungszeitraum läßt die Lösung grobenteils als eine Funktion der sehr geringen Produktion in den Oberflächenwassermassen vor der MPR erscheinen. Erst mit dem Auftreten der "modernen" *N. pachyderma* war der bedeutende Karbonatproduzent der hohen Breiten vorhanden, so daß die langfristige Untersättigung der Bodenwassermassen an Karbonat neutralisiert werden konnte. Es ist ansonsten viel schwerer zu erklären, warum in den pliozänen-frühpleistozänen Interglazialen zwar einige wenige subpolare planktische Foraminiferenarten sowie Coccolithophoridgehalte vorkommen, nicht aber die Art, die heute das Interglazial in den hohen Breiten dominiert. Vermutlich würde sich die "moderne" *N. pachyderma* im spätpliozänen Europäischen Nordmeer sehr wohl fühlen.

In der Bohrung 552A übernimmt in Übereinstimmung mit biometrischen und Vergesellschaftungsdaten des Europäischen Nordmeer und der Labradorsee die heute als polar angesehene Foraminifere erst ab 1,0 Ma diese Rolle. Das Ereignis zwischen 1,35 Ma und 1,1 Ma (mit dem Ausbleiben von *N. pachyderma*) erscheint als glazial dominierte Phase und hat auch hier eine "Schrittmacher"-Bedeutung in der Evolution (vgl. Wei & Kennett, 1986; Hallock et al., 1991 und Ottens & Nederbragt, 1992). Die glazial-dominierte Phase zwischen 1,35 Ma und 1,1 Ma (vgl. mit Kap. 5.1.4) ist nicht nur regional auf dem Rockall-Plateau zu verzeichnen, sondern überregional auch im Europäischen Nordmeer sowie in der nördlichen Labradorsee. Dieses Ereignis revolutioniert zusammen mit der folgenden MPR und episodischen Klimaabmilderungen das gesamte klimatisch-ozeanographische Bild und damit

auch die ökologischen Nischen der Foraminiferen; die der planktischen Foraminiferenwelt kurzfristig und abrupt, die der benthischen Foraminiferenwelt langfristig und graduell (Schönfeld, im Druck) (vgl. mit Kap.5.1.5). Die polare Nische der planktischen Foraminiferenwelt wird danach mit immer größerem Erfolg (größere Größen und Häufigkeiten) von *N. pachyderma* eingenommen (Abb.34). Die starken Glazial/Interglazialkontraste der Phasen 5 und 6 erlauben eine schrittweise bessere Adaption von *N. pachyderma* an die extremen klimatischen Kontraste des Pleistozäns in Zeiten der Klimaabmilderung. Die immer besser werdende Anpassungsfähigkeit kulminiert im weiteren Verlauf des Pleistozäns in großen Häufigkeiten von *N. pachyderma* auch in den Glazialen der letzten 0,6 bis 0,4 Mio. J. (vgl. mit Aksu et al., 1989; 1992).

Die faktorenanalytischen Untersuchungen dieser Arbeit (Kap.4) belegen in der nördlichen Labradorsee und auf dem inneren Vøring-Plateau im Zeitraum zwischen 3,2 Ma und 1,0 Ma nur einen "Evolutionfaktor" mit der Art *N. atlantica* sowie einen Faktor, der unabhängig von ihrer heutigen polaren oder subpolaren Rolle alle anderen planktischen Foraminiferenarten beinhaltet. Eine Unterscheidung zwischen einer polaren Organismengruppe (monospezifisch mit der Art *N. pachyderma*) und einer subpolaren Organismengruppe (u.a. mit den Arten *G. bulloides*, *T. quinqueloba* und *G. glutinata*) ist im Gegensatz zu dem Zeitintervall zwischen 1,0 Ma und heute vor der MPR nicht möglich.

Der Zeitpunkt 1,8 Ma scheint in der Gesamtentwicklung der Gattung *Neogloboquadrina* nicht nur innerhalb der subpolaren bis polaren Vergesellschaftung eine kritische Zeit gewesen zu sein. Ein vergleichbarer Größentrend ist auch innerhalb der warmen *Neogloboquadrina*-Reihe nachgewiesen (*N. acostaensis* - *N. humerosa* - *N. dutertrei*) (Biolzi, 1991). Bei 1,8 Ma zeigen sich anhand biometrischer Studien erste massive Zunahmen der Gehalte an *N. dutertrei* (Biolzi, 1991). Die Probleme bei der Unterscheidung dieser drei Arten und die Subjektivität bei deren taxonomischer Einordnung veranlaßten Biolzi (1991), über die biometrische Betrachtungsweise ein objektives Unterscheidungskriterium anzuwenden. Die durchschnittlichen Gehäusedurchmesser nehmen in der Warmwassergruppe ab 1,8 Ma zu, während in der an kalte Wassermassen angepaßten Gruppe eine stetige Gehäusevergrößerung ab 1,0 Ma zu verzeichnen ist.

Die Parallelen in der morphologischen Entwicklung sowohl in der an wärmere Wassermassen angepaßten *Neogloboquadrina*-Reihe als auch in der an kalte Wassermassen adaptierten Gruppierung sind morphofunktionell zu erklären.

Die Sinkgeschwindigkeit planktischer Foraminiferen ist abhängig von Form, Größe und Gewicht der planktischen Foraminiferen sowie der Viskosität der Wassermassen (Berger & Piper, 1972; Fok-Pun & Komar, 1983; Takahashi & Bé, 1984). Demzufolge kann das Sinkverhalten der planktischen Foraminiferen durch die Reynolds-Zahl (Gleichung 9) beschrieben werden (u.a. Michels, 1995).

$$\text{Re} = \frac{2rvD}{\eta} \quad (9)$$

r : Radius des sphärischen Partikels

v: Sinkgeschwindigkeit des Partikels in der Wassersäule

D: Dichtekontrast zwischen dem Partikel und dem umgebenden Seewasser

η : die dynamische Viskosität des Seewassers

Eine Größenzunahme vergrößert die Reynolds-Zahl und dieses wiederum steigert die Absinkgeschwindigkeit der planktischen Foraminiferengehäuse. Größenzunahmen innerhalb planktischer Foraminiferengattungen (z.B. für *Globoconella* (Wei, 1994a)) können als Adaption der planktischen Foraminiferen an sich verändernde Umweltbedingungen verstanden werden, die es den planktischen Foraminiferen ermöglicht, "aktiv" in tiefere Wassermassenstockwerke abzusinken.

Ähnlich dem Kriterium der Gewichtszunahme durch Vergrößerung des Gehäusedurchmessers kann analog auch die Kalzifizierung des Gehäuses zu einer Gewichtserhöhung und damit zu einer Vergrößerung des Dichtekontrastes D führen, der wiederum die Reynolds-Zahl vergrößert.

Im Pazifik konnten in der Zeit der langfristigen Abkühlung von ca. 3,5 bis ca. 2,4 Ma adulte Formen von *Globorotalia inflata* durch allometrische Größenzunahme und damit höhere Reynoldszahlen in tiefere Wassermassen absinken und diese tieferen unbewohnten Habitate erobern (Wei, 1994a), während die Vorläuferform *Globorotalia puncticulata* im flacheren Wassermassenhabitat Anpassungsschwierigkeiten zeigt. Die unterschiedlichen Habitate in dieser Zeitspanne spiegeln sich in den Sauerstoffisotopendaten der beiden Arten mit schwereren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der tiefer lebenden *G. inflata* wider.

Die Entwicklungsreihe *Globorotalia puncticulata* - *inflata* ist ähnlich wie die *Neoglobobulimina*-Reihe (vgl. diese Arbeit und Biolzi, 1991) verknüpft mit dem Beginn der Nordhemisphärenvereisung (Wei, 1994a). Mit der inter- bzw. intraspezifischen Betrachtung von Form und Größe innerhalb einer stammesgeschichtlichen Entwicklungslinie, können demzufolge Entwicklungsreihen erkannt werden (Biolzi, 1991; Wei, 1994a).

Die morphofunktionelle Hypothese von Wei (1994a) veranschaulicht die Anpassungsfähigkeit von planktischen Foraminiferen. Mit der Abkühlung der Wassermassen steigert sich die Viskosität der Wassermassen, damit wiederum wird das Absinken in tiefere Wassermassen erschwert. Die Heterochronie innerhalb der Gattung *Globoconella* geht einher mit bedeutenden paläozoographischen Veränderungen (Wei, 1994a). Die Strategie der Eroberung tieferer Wassermassenhabitats in einem durch die Abkühlung allgemein stratifizierteren Ozean (die antarktische Zwischenwassermassenzirkulation nimmt in dieser Zeit

drastisch zu) durch *G. inflata* im Vergleich mit dem Versuch der Anpassung von *G. puncticulata* an die neuen Umweltbedingungen in den Oberflächenwassermassen seit ca. 3,8 Ma, läßt *G. inflata* graduell innerhalb der Gattung *Globorotalia* die Überhand gewinnen. Bei 2,4 Ma ist demgemäß keine *G. puncticulata* (vgl. mit *N. atlantica*) mehr vorhanden (Wei, 1994a). Zwischen ca. 1,7 Ma und 0,25 Ma gibt es innerhalb der Art *G. inflata* keine Veränderungen der biometrisch/morphometrischen Parameter. Dieses stagnierende Stadium wird als Reaktion auf die in dieser Zeit hochamplituden Schwankungen der Glazial- und Interglazialzeiten angesehen (Wei, 1994a). Ein ähnliches Verhalten kann für *N. pachyderma* nicht postuliert werden. Die Art zeigt sogar rezent extreme Größen- und Morphotypunterschiede (vgl. mit Kap.4.1.3) und ist wahrscheinlich genau deshalb in den Regionen mit extremer Saisonalität so erfolgreich. Ihr Erfolg beginnt mit dem Ende des glazialen Ereignis bei 1,1 Ma bzw. mit der MPR. Die Gehäusevergrößerung bis in das Holozän belegt eine immer bessere Anpassungsfähigkeit mit der Möglichkeit des Überlebens auch in größeren Wassertiefen. Der polare Charakter der Art *N. pachyderma* ist frühestens ab 1,8 Ma, wahrscheinlich erst ab 1,0 Ma, ausgeprägt, so daß die Meinung, daß *N. pachyderma* seit dem oberen Miozän mit polarem Charakter existent ist, nach den Erkenntnissen im nördlichen Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer revidiert werden muß.

6. Schlußfolgerungen und Ausblick

Mit synoptischen Untersuchungen des karbonatschaligen Planktons ist es möglich, regional Intensitäten und laterale Gradienten der atlantischen Oberflächenwassermassen im Europäischen Nordmeer zu erfassen. Die Karbonaterhaltungsstudien erlauben Aussagen über die Wirksamkeit der Tiefenwassererneuerung.

Überregionale Ereignisse, wie die MPR bei ca. 1,0 Ma oder die Intensivierung des Eintrages von IRD bei ca. 2,75 Ma, spiegeln sich deutlich in den Daten des karbonatschaligen Planktons wider.

Ferner dokumentieren sich im einzelnen:

- relativ warme Oberflächenwassermassen in der Zeit vor 2,75 Ma mit Temperaturgradienten sowohl in S-N-, als auch in E-W-Richtung sowie einer wirksamen Tiefenwassererneuerung.
- verstärkte Gradienten im Oberflächenwasser zwischen dem Rockall Plateau und dem restlichen Arbeitsgebiet in der Phase 2,75 Ma bis 1,8 Ma mit gemäßigt glazialen Verhältnissen und relativ stabilen, klein-dimensionierten Eisschilden in der Umrahmung des Europäischen Nordmeeres sowie nur sehr episodischen atlantischen Wassermassenintrusionen.
- der Einfluß einer meridionalen Oberflächenströmung atlantischer Wassermassen im Zeitraum von 1,8 Ma bis ca. 1,35 Ma bis in die südöstlichen Bereiche des Europäischen Nordmeeres und in die nördliche Labradorsee mit einer damit verbundenen Tiefenwassererneuerung.
- eine erneute starke Abkühlung zwischen ca. 1,35 Ma und 1,1 Ma mit einer Vergrößerung der Eisschilde auf Grönland und Skandinavien und einer Einschränkung der Tiefenwassererneuerung sowohl in der Labradorsee als auch im Europäischen Nordmeer.
- nach der MPR bei ca. 1,1 Ma eine Verstärkung der Kontraste zwischen Glazial- und Interglazialzeiten; erstmalig werden auch in der Framstraße, auf dem Island-Plateau und im küstenferneren Bereich des Vøring-Plateaus planktische Karbonatschaler in nennenswerten Gehalten festgestellt.
- eine weitere Verstärkung der klimatischen Gegensätze bei 0,7 Ma mit einer verstärkten meridionalen Zirkulation in der Nordhemisphäre mit einem breiten Einstrom atlantischer Wassermassen in das Europäische Nordmeer in den Interglazialen und einer maximalen Wirksamkeit glaziomariner Sedimentationsprozesse in den Glazialzeiten sowie einer Tiefenwassererneuerung über glazial/interglaziale Zeiträume hinweg.

- *Neogloboquadrina pachyderma* tritt erstmalig ab 1,8 Ma als typische kleine Form auf, ist aber erst ab 1,0 Ma vor heute ein Indikator für polare Bedingungen und zeigt bis in das Holozän hinein zunehmende Gehäusedurchmesser in Folge einer sukzessiv verbesserten Adaption an die klimatischen Bedingungen.
- *N. pachyderma* wird als von *Neogloboquadrina atlantica* sin. abgeleitet angesehen, und es wird eine neue Zwischenart *Neogloboquadrina atlantica-pachyderma* "intergrade" definiert, die sowohl in ihren biometrisch/morphometrischen Eigenarten, als auch in ihrer Temperaturpräferenz im Zeitraum zwischen 2,4 Ma und 1,8 Ma, zwischen den beiden erstgenannten Arten vermittelt.

Die Bohrungen des ODP Leg 162 (in den Sommermonaten 1995 abgeteuft), die die Untersuchungslücken zwischen den Arbeiten im Europäischen Nordmeer (Legs 104, 105 und 151) und denen im Nordatlantik (Legs 81 und 94) schließen sollen, werden in den nächsten Jahren eine Vielzahl von neuen Erkenntnissen zur Paläozoo- und Paläoceanographie des nördlichen Nordatlantiks und zur Abkühlungsgeschichte der Nordhemisphäre erbringen. Das Leg 162 konzentriert sich parallel auf die Untersuchungsregion Europäisches Nordmeer (mit Bohrungen im Bereich des Island-Plateaus, des ostgrönlandischen Kontinentalrandes und südwestlich Spitzbergens) und auf den Nordatlantik (mit Bohrungen auf dem Rockall-Plateau und dem Reykjanesrücken). Inwieweit Temperaturgradienten nicht nur in S-N-Richtung, sondern auch in E-W-Richtung im Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer zu verzeichnen sind (wie in dieser Arbeit angedeutet), wird das zentrale Ziel der zukünftigen Untersuchungen sein.

N. pachyderma/*N. atlantica* als die wichtigsten an kalte Wassermassen adaptierten Planktonarten haben bei der Rekonstruktion der klimatischen Geschichte der Nordhemisphäre besonders große Bedeutungen, da sie Grundlage der isotoopenchemischen Planktonanalysen sind sowie in den Transfer-Funktions-Untersuchungen als kaltwasseranzeigend interpretiert werden. Die Bedeutung der biometrisch/morphometrischen Variabilität in dieser Kaltwassergruppe der Gattung *Neogloboquadrina*, macht es notwendig die stammesgeschichtliche Entwicklung der Arten noch weiter zu erfassen. Um die ozeanographische "Rolle" der Art *N. pachyderma* verstehen zu können und Isotopendaten sowie Transfer-Funktionen uneingeschränkt anwenden zu können, sind Untersuchungen im Südatlantik sowie in den höheren Breiten des Pazifiks essentiell. Grobe et al. (1990) haben z.B. gezeigt, daß *N. pachyderma* im Bereich der Weddellsee erst ab 1,0 Ma als bedeutender Karbonatproduzent auftritt. Die Frage, inwieweit niedrige Karbonatgehalte und höhere Anteile an kieseligen Planktonorganismen in den Sedimenten des Südatlantiks (vgl. mit Abelmann et al., 1990; Hodell & Ciesielski, 1990) zwischen 3,2 Ma und 1,8 Ma bzw. 1,0 Ma durch starke Karbonatlösung (korrosive Tiefenwassermassen im Bereich der Antarktis) oder durch evolutive Prozesse innerhalb der planktischen Foraminiferenwelt beeinflusst sind, kann mit einem

kombinierten Arbeitsansatz über Karbonaterhaltungsstudien und biometrisch/morphometrische Untersuchungen analog zur vorliegenden Arbeit gelöst werden. Die Einflußnahme der Nordhemisphärenvereisung auf den Südozean, die sich in ähnlichen IRD-Eintragsmustern widerspiegelt (vgl. mit Hodell & Ciesielski, 1990), sollte sich analog zum Nordatlantik in den Vergesellschaftungen der planktischen Foraminiferen belegen.

Inwieweit, die in allen Bohrungen des nördlichen Atlantiks festgestellten Größenvariationen im Gehäusedurchmesser der Arten *N. pachyderma*/*N. atlantica* nur auf lokale ökologische Verhältnisse zurückgeführt werden können oder als evolutiver Trend gewertet werden dürfen, bleibt daher Ziel globaler Untersuchungen. Einzelne Frage, die sich ferner hinsichtlich der paläozeanographischen Entwicklungsphasen im nördlichen Nordatlantik stellen, sind:

- Wo ist *N. pachyderma* im Zeitraum zwischen 1.35 Ma und 1,1 Ma?
- Inwieweit spielt die MPR eine Rolle in der weltweiten Planktonevolution (ähnlich der Benthosevolution (vgl. mit Schönfeld, im Druck))?

In Zukunft wäre neben der synoptischen Betrachtungsweise des karbonatschaligen Planktons ein kombinierter Arbeitsansatz aus Untersuchungen in der Wassersäule (Biometrie und Morphometrie von *N. pachyderma*), in den Oberflächensedimenten (Karbonaterhaltung, Biometrie und Morphometrie) sowie in den ODP-Kernen (Erhaltung, Biometrie und Morphometrie) der höheren Breiten von Atlantik und Pazifik wünschenswert.

7. Literatur

Aagaard, K., Swift, J.H. & Carmack, E.C. (1985): Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Seas.- Jour. Geophys. Res., **90**: 4833-4846.

Abelmann, A., Gersonde, R. & Spiess, V. (1990): Pliocene-Pleistocene paleoceanography in the Weddell Sea - Siliceous microfossil evidence.- In Bleil, U. & Thiede, J. (eds.), Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic, 729-759, Kluwer Academic Publishers.

Aksu, A.E. (1983): Holocene and Pleistocene dissolution cycles in deep-sea cores of Baffin Bay and Davis Strait: Palaeoceanographic implications.- Mar. Geol. **53**: 331-348.

Aksu, A.E. & Hillaire-Marcel, C. (1989): Upper Miocene to Holocene oxygen and carbon isotopic stratigraphy of sites 646 and 647, Labrador Sea.- In Srivastava, S.P., Arthur, M., Clement, B. et al. (eds.), Proc. ODP, Sci. Results, **105**: 689-695, College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Aksu, A.E. & Kaminski, M.A. (1989): Neogene and Quaternary planktonic foraminifer biostratigraphy and biochronology in Baffin Bay and the Labrador Sea.- In Srivastava, S.P., Arthur, M., Clement, B. et al. (eds.), Proc. ODP, Sci. Results, **105**: 287-304, College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Aksu, A.E., Mudie, P.J., de Vernal, A. & Gillespie, H. (1992): Ocean-atmosphere responses to climatic change in the Labrador Sea: Pleistocene plankton and pollen records.- Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **92**: 121-137.

Aksu, A.E., de Vernal, A. & Mudie, P.J. (1989): High-resolution foraminifer, palynologic, and stable isotopic records of Upper Pleistocene sediments from the Labrador Sea: Paleoclimatic and paleoceanographic trends.- In Srivastava, S.P., Arthur, M., Clement, B. et al. (eds.), Proc. ODP, Sci. Results, **105**: 617-642, College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Anderson, O.R. & Bé, A.W.H. (1976): The ultrastructure of a planktonic foraminifer, *Globigerinoides sacculifer* (Brady) and its symbiotic dinoflagellates.- J. Foram. Res., **6**: 1-21.

Andruseit, H. (1995): Coccolithophoriden im Europäischen Nordmeer - Sedimentation und Akkumulation; sowie ihre Entwicklung während der letzten 15000 Jahre.- Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel., **59**: 110 Seiten.

Arrhenius, G. (1952): Sediment cores from the East Pacific. Properties of the sediment.- Rep. Swed. Deep-Sea Exped. 1947-1948, **1**: 1-228.

Backhaus, K., Erichson, B., Plinke, W. & Weiber, R. (1994): Multivariate Analysenmethoden - eine anwenderorientierte Einführung.- Springer Lehrbuch, Springer Verlag, 594 Seiten.

Backman, J., Pestiaux, P., Zimmerman, H. & Hermelin, O. (1986): Palaeoclimatic and palaeoceanographic development in the Pliocene North Atlantic: *Discoaster* accumulation and coarse fraction data.- In Summerhayes, C.P. & Shackleton, N.J. (eds.), North Atlantic Palaeoceanography, Geol. Soc. Spec. Publ., London, **21**: 231-242.

Backman, J., Westberg-Smith, M.J., Baldauf, J.G., Brown, S., Bukry, D., Edwards, L., Harland, R. & Huddleston, P. (1984): Biostratigraphy of Leg 81 sediments-A high latitude record.- In Roberts, D.G., Schnitker, D., et al. (eds.), Init. Repts. DSDP, **81**: 855-860, Washington (U.S. Govt. Printing Office).

Baldauf, J.G., Clement, B.G., Aksu, A.E., de Vernal, A., Firth, J.V., Hall, F., Head, M.J., Jarrard, R.D., Kaminski, M.A., Lazarus, D., Monjanel, A.-L., Berggren, W.A., Gradstein, F.E., Knüttel, S., Mudie, P.J. & Russell, M.D. (1989): Magnetostratigraphy and biostratigraphic synthesis of Ocean Drilling Program Leg 105: Labrador Sea and Baffin Bay.- In Srivastava, S.P., Arthur, M., Clement, B. et al. (eds.), Proc. ODP, Sci. Results, **105**: 935-956, College Station, TX (Ocean Drilling Program).

- Bandy, O.L. (1959): Geologic significance of coiling ratios in the foraminifer *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg).- Geol. Soc. Am. Bull., **70**: 1708.
- Bandy, O.L. (1969): Relationship of Neogene planktonic foraminifera to paleocenography and correlation.- Internat. Conf. Planktonic Microfossils, 1st, Geneva (1967), Proc., **1**: 46-57.
- Bandy, O.L. (1972): Origin and development of *Globorotalia (Turborotalia) pachyderma* (Ehrenberg).- Micropal., **18**: 294-318.
- Barnola, J.M., Anklin, M., Porcheron, J., Raynaud, D., Schwander, J. & Stauffer, B. (1995): CO₂ evolution during the last millennium as recorded by Antarctic and Greenland ice.- Tellus, **47B**: 264-272.
- Barnola, J.M., Raynaud, D., Korotkevich, Y.S. & Lorius, C. (1987): Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂.- Nature, **329**: 408-414.
- Barnola, J.M., Raynaud, D., Neftel, A. & Oeschger, H. (1983): Comparisons of CO₂ measurements by two laboratories on air from bubbles in polar ice.- Nature, **303**: 410-413.
- Barron, E.J. & Peterson, W.H. (1991): The Cenozoic ocean circulation based on ocean general circulation model results.- Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **83**, 1-28.
- Bassinot, F.C., Beaufort, L., Vincent, E., Labeyrie, L.D., Rostek, F., Müller, P.J., Quidelleur, X. & Lancelot, Y. (1994): Coarse fraction fluctuations in pelagic carbonate sediments from the tropical Indian Ocean: A 1500-kyr record of carbonate dissolution.- Paleoceanography, **9**: 579-600.
- Bathmann, U.V., Peinert, R., Noji, T.T. & von Bodungen, B. (1990): Pelagic origin and fate of sedimenting particles in the Norwegian Sea.- Prog. Oceanog., **24**: 117-125.
- Bauch, H.A. (1993): Planktische Foraminiferen im Europäischen Nordmeer - ihre Bedeutung für die paläo-ozeanographische Interpretation während der letzten 600.000 Jahre.- Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, **40**: 108 Seiten.
- Bauch, H.A. (1994): Significance of variability in *Turborotalita quinqueloba* (Natland) test size and abundance for paleoceanographic interpretations in the Norwegian-Greenland Sea.- Mar. Geol., **121**: 129-141.
- Baumann, K.-H. (1990): Veränderlichkeit der Coccolithophoridenflora des Europäischen Nordmeeres im Jungquartär.- Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, **22**: 146 Seiten.
- Baumann, K.-H. (im Druck): Morphometrical variations of Quaternary *Coccolithus pelagicus* coccoliths from the northern North Atlantic and their paleoceanographical significance.- Rev. Español. Micropal., im Druck.
- Baumann, K.-H. & Matthiessen, J. (1992): Variations in surface water mass conditions in the Norwegian Sea: Evidence from Holocene coccolith and dinoflagellate cyst assemblages.- Mar. Micropal., **20**: 129-146.
- Baumann, K.H. & Meggers, H. (im Druck): Palaeoceanographic changes in the Labrador Sea during the past 3.0 My: Evidence from calcareous plankton records.- In Whatley, R. & Mokuilevsky, A. (eds.), Microfossils and oceanic environments: The University of Wales, Aberystwyth Press, im Druck.
- Baumann, K.H., Meggers, H. & Henrich, R. (submitted): Variations in surface water mass conditions in the Norwegian-Greenland Sea: Evidence from Plio-/Pleistocene calcareous plankton records (ODP Sites 644, 907, 909).- In Myhre, A., Thiede, J., Firth, J. et al. (eds.), Proc. ODP, Sci. Results, **151**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), submitted.
- Bé, A.W.E. (1977): An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera.- In Ramsey, A.T.S. (ed.): Oceanic Micropaleontology. Academic Press, London, 1-100.
- Bé, A.W.E., Bishop, J.K.B., Sverdløve, M.S. & Gardner, W.D. (1985): Standing stock, vertical distribution and flux of planktonic foraminifera in the Panama Basin.- Mar. Micropal. **9**: 307-333.

- Bé, A.W.E., Hemleben, C., Anderson, O.R. & Spindler, M. (1979): Chamber formation in planktonic foraminifera.- *Micropaleontology*, **25**: 294-307.
- Bé, A.W.E., Hemleben, C., Anderson, O.R. & Spindler, M. (1980): Pore structures in planktonic foraminifera.- *J. Foram. Res.*, **10**: 117-128.
- Bé, A.W.E., Morse, J.W. & Harrison, S.M. (1975): Progressive dissolution and ultrastructural breakdown of planktonic foraminifera.- In Sliter, W.V., Bé A.W.E. & Berger, W.H. (eds.): *Dissolution of Deep-Sea Carbonates*.- Cushman Found. Foram. Res. Spec. Publ., **13**: 27-55.
- Bé, A.W.E. & Tolderlund, D.S. (1971): Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans.- In Funnell, B.M. & Riedel, W.R. (eds.): *The micropalaeontology of Oceans*, 105-149, Cambridge Univ. Press.
- Belyea, P.R. & Thunell, R.C. (1984): Fourier shape analysis and planktonic foraminiferal evolution: The *Neoglobobulimina-Pulleniatina* lineages.- *Jour. Paleontology*, **58**: 1026-1040.
- Berelson, W.M., Hammond, D.E. & Cutter, G.A. (1990): In situ measurements of calcium carbonate dissolution rates in deep-sea sediments.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**: 3013-3020.
- Berger, W.H. (1968): Planktonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation.- *Deep Sea Res.*, **15**: 31-43.
- Berger, W.H. (1971): Sedimentation of planktonic foraminifera.- *Mar. Geol.*, **11**: 325-358.
- Berger, W.H. (1973): Deep-sea carbonates: evidence for a coccolith lysocline.- *Deep-Sea Res.*, **20**: 917-921.
- Berger, W.H. & Jansen, E. (1994): Mid-Pleistocene climate shift - The Nansen Connection.- In Johannessen, O.M., Muench, R.D. & Overland, J.E. (eds.): *The polar oceans and their role in shaping the global environment*.- Geophy. Monograph Series, **85**: 295-311.
- Berger, W.H. & Piper, D.J.W. (1972): Planktonic foraminifera: differential settling, dissolution and redeposition. *Limnology and Oceanography*, **17**: 275-287.
- Berger, W.H. & Soutar, A. (1970): Preservation of plankton shells in an anaerobic basin off California.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**: 275-282.
- Berger, W.H. & Vincent, E. (1986): Deep-sea carbonates: Reading the carbon-isotope signal.- *Geol. Rundsch.*, **75/1**: 249-269.
- Berggren, W.A. (1972): Cenozoic biostratigraphy and paleobiogeography of the North Atlantic.- In Laughton, A.S., Berggren, W.A. et al. (eds.), *Init. Reports DSDP*, **12**: 965-1001, Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Flynn, J.J. & van Couvering, J.A. (1985): Cenozoic geochronology.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, **96**: 1407-1418.
- Berner, R.A. (1977): Sedimentation and dissolution of pteropods in the ocean.- In Andersen, N.R. & Malahoff, A. (eds.): *The fate of fossil fuel CO₂ in the oceans*.- Plenum Press, 243-260, New York.
- Berner, R.A. (1981): Authigenic mineral formation resulting from organic matter decomposition in modern sediments.- *Fortschr. Miner.*, **59**: 117-135.
- Bickert, T. (1992): Rekonstruktion der spätquartären Bodenwasserzirkulation im östlichen Südatlantik über stabile Isotope benthischer Foraminiferen.- *Berichte Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen*, **27**: 205 Seiten.
- Bijma, J., Erez, J. & Hemleben, C. (1990a): Lunar and semi-lunar reproductive cycles in some spinose planktonic foraminifers.- *J. Foram. Res.*, **20**: 117-127.

- Bijma, J., Faber Jr., W.W. & Hemleben, C. (1990b): Temperature and salinity limits for growth and survival of some planktonic foraminifers in laboratory cultures.- *J. Foram. Res.*, **20**: 95-116.
- Bijma, J., Hemleben, C., Oberhänsli, H. & Spindler, M. (1992): The effects of increased water fertility on tropical spinose planktonic foraminifers in laboratory cultures.- *J. Foram. Res.*, **22**: 242-256.
- Billups, K., & Spero, H.J. (1995): Relationship between shell size, thickness and stable isotope in individual planktonic foraminifera from two equatorial Atlantic cores.- *J. Foram. Res.*, **25**: 24-37.
- Biolzi, M. (1991): Morphometric analyses of the Late Neogene planktonic foraminiferal lineage *Neoglobobulimina dutertrei*.- *Mar. Micropal.*, **18**: 129-142.
- Birchfield, G.E. & Ghil, M. (1993): Climate evolution in the Pliocene and Pleistocene from marine-sediment records and simulations: Internal variability versus orbital forcing.- *Jour. Geophys. Res.* **98**: 10385-10399.
- Bleil, U. (1989): Magnetostratigraphy of Neogene and Quaternary sediment series from the Norwegian Sea: Ocean Drilling Program, Leg 104.- In Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E., et al. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **104**: 829-901, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Bock, I. (1990): Bestand und Sedimentation von planktischen Foraminiferen im Europäischen Nordmeer.- Unveröff. Diplomarbeit, Uni. Kiel, 73 Seiten.
- Bohrmann, G., Henrich, R. & Thiede, J. (1990): Miocene to Quaternary paleoceanography in the northern North Atlantic: Variability in carbonate and biogenic opal accumulation.- In Bleil, U. & Thiede, J. (eds.), *Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*, 647-675, Kluwer Academic Publishers.
- Boltovskoy, D. (1994): The sedimentary record of pelagic biogeography.- *Prog. Oceanog.*, **34**: 135-160.
- Boltovskoy, E. & Totah, V.I. (1992): Preservation index and preservation potential of some foraminiferal species.- *J. Foram. Res.*, **22**: 267-273.
- Boyle, E.A. (1988): The role of vertical chemical fractionation in controlling late Quaternary atmospheric carbon dioxide.- *Jour. Geophys. Res.*, **93**: 15701-- 15714.
- Boyle, E.A. & Edmond, J.M. (1977): On the carbonate saturation - dissolution rate relationship.- In Andersen, N.R. & Malahoff, A. (eds.): *The fate of fossil fuel CO₂ in the oceans*.- Plenum Press, 261-268, New York.
- Boyle, E.A. & Keigwin, L. (1982): Deep circulation of the North Atlantic over the last 200,000 year: Geochemical Evidence.- *Science*, **218**: 784-787.
- Boyle, E.A. & Keigwin, L. (1986): Comparison of Atlantic and Pacific paleochemical records for the last 215,000 years: Changes in deep ocean circulation and chemical inventory.- *Earth and Planetary Science Letters*, **76**: 135-150.
- Boyle, E.A. & Keigwin, L. (1987): North Atlantic thermohaline circulation during the past 20,000 years linked to high-latitude surface temperature.- *Nature*, **330**: 35-40.
- Bradshaw, J.S. (1961): Laboratory experiments on the ecology of foraminifera.- *Contributions Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, **12**: 87-106.
- Bramlette, M.N. (1961): Pelagic sediments.- In Sears (ed.): *Oceanography*.- *Am. Assoc. Adv. Sci.*, **67**: 345-366, Washington.
- Broecker, W.S. (1982): Ocean chemistry during glacial time.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**: 1689-1705.
- Broecker, W.S. & Denton, G.H. (1989): The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**: 2465-2501.

- Broecker, W.S., Lao, Y., Mieczyslaw, K., Clark, E., Bonani, G., Ivy, S. & Chen, C. (1993): A search for an early Holocene CaCO₃ preservation event.- *Paleoceanography*, **8**: 333-339.
- Brummer, G.-J.A., Hemleben, C. & Spindler, M. (1987): Ontogeny of extant spinose planktonic foraminifera (*Globigerinidae*): A concept exemplified by *Globigerinoides sacculifer* (Brady) and *G. ruber* (D'Orbigny).- *Mar. Micropal.*, **12**: 357-381.
- Cande, S.C. & Kent, D.V. (1992): A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic.- *Jour. Geophys. Res.*, **97**: 13917- 13951.
- Carmack, E. & Aagaard, K. (1973): On the deep water of the Greenland Sea.- *Deep Sea Res.*, **20**: 687-715.
- Carstens, J. (1988): Verteilung planktischer Foraminiferen in Oberflächengewässern der Framstraße, Nordatlantik.- Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Bremen, 55 Seiten.
- Carstens, J. & Wefer, G. (1992): Recent distribution of planktonic foraminifera in the Nansen Basin, Arctic Ocean.- *Deep Sea Res.*, **39**: 507-524.
- Carter, L.D., Brigham-Grette, L., Marincovich, Jr., L., Pease, V.L. & Hillhouse, J.W. (1986): Late Cenozoic Arctic Ocean sea ice and terrestrial paleoclimate.- *Geology*, **14**: 675-678.
- Charles, C.D. & Fairbanks, R.G. (1992): Evidence from Southern Ocean sediments for the effect of North Atlantic deep-water flux on climate.- *Nature*, **355**: 416-419.
- Chen, J., Farrell, J.W., Murray, D.W., Prell, W.L. (1995): Timescale and paleoceanographic implications of a 3.6 m.y. oxygen isotope record from the northeast Indian Ocean (Ocean Drilling Program site 758).- *Paleoceanography*, **10**: 21-47.
- Cifelli, R. (1961): *Globigerina incompta*, a new species of pelagic foraminifera from the North Atlantic.- *Cushman Found. Foram. Res., Contr.*, **12**: 83-86.
- Cifelli, R. (1973): Observations on *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg) and *Globigerina incompta* (Cifelli) from the North Atlantic.- *J. Foram. Res.*, **3**: 157-166.
- Cita, M.B., Premoli-Silva, F. & Rossi, R. (1965): Foraminiferi planctonici del Tortoniano-tipo.- *Riv. Ital. Paleontol. Stratigr.*, **71**: 217-308.
- Clarke, R.A. & Gascard, H. (1983): The formation of Labrador Sea water. Part I: Large-scale processes.- *Jour. Phys. Oceanography*, **13**: 1764-1778.
- Clement, B.M., Hall, F.J. & Jarrard, R.D. (1989): The magnetostratigraphy of Ocean Drilling Program Leg 105 sediments.- In Srivistava, S.P., Arthur, M., Clement, B. et al. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **105**: 583-595, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- CLIMAP Project Members (1976): The surface of the ice-age earth, *Science*, **191**: 1131-1137.
- Coleman, M. & Hodges, K. (1995): Evidence for Tibetan plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east-west extension.- *Nature*, **374**: 49-52.
- Coleman, M.L. (1985): Geochemistry of diagenetic non-silicate minerals: kinetic considerations.- *Philos. Trans. R. Soc. London, A* **315**: 39-56.
- Coleman, M.L. & Raiswell, R. (1995): Source of carbonate and origin of zonation in pyritiferous carbonate concretions: Evaluation of a dynamic model.- *Amer. Jour. of Science*, **295**: 282-308.
- Coulbourn, W.T., Parker, F.L. & Berger, W.H. (1980): Faunal and solution patterns of planktonic foraminifera in surface sediments of the North Pacific.- *Mar. Micropal.*, **5**: 329-399.
- Cranston, R.E. & Buckley, D.E. (1990): Redox reactions and carbonate preservation in deep-sea sediments.- *Mar. Geol.*, **94**: 1-8.

- Crowley, T.J. (1983): Calcium-carbonate preservation patterns in the central North Atlantic during the last 150,000 years.- *Mar. Geol.*, **51**: 1-14.
- Crowley, T.J. (1985): Late Quaternary carbonate changes in the North Atlantic and Atlantic/Pacific comparisons.- In Sundquist, E.T. & Broecker, W.S. (eds.): *The carbon cycle and atmospheric CO₂: Natural variations Archean to present.*- Am. Geophys. Union, 271-284.
- Curry, W.B., Cullen, J.L. & Backman, J. (1990): Carbonate accumulation in the Indian Ocean during the Pliocene: Evidence for a change in productivity and preservation at about 2.4 Ma.- In Duncan, R.A., Backman, J., Peterson, L.C. et al. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **115**: 509-518, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Curry, W.B. & Lohmann, G.P. (1983): Reduced advection into Atlantic Ocean deep eastern basins during last glaciation maximum.- *Nature*, **306**: 577-580.
- Deuser, W.G., Ross, E.H., Hemleben, C. & Spindler, M. (1981): Seasonal changes in species composition, numbers, mass, size, and isotopic composition of planktonic foraminifera settling into the deep Sargasso Sea.- *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **33**: 103-127.
- Dieckmann, G.S., Spindler, M., Lange, M.A., Ackley, S.F. & Eicken, H. (1991): Antarctic sea ice: A habitat for the foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma*.- *J. Foram. Res.*, **21**: 182-189.
- Diester-Haass, L., Meyers, P.A. & Rothe, P. (1986): Light-dark cycles in opal-rich sediments near the Pliocene-Pleistocene boundary, DSDP Site 532, Walvis Ridge continental terrace.- *Mar. Geol.*, **73**: 1-23.
- Diester-Haass, L. & Rothe, P. (1987): Pliocene-Pleistocene sedimentation on the Walvis ridge, southeast Atlantic (DSDP Leg 75, Site 532) - Influence of surface currents, carbonate dissolution and climate.- *Mar. Geol.*, **77**: 53-85.
- Diester-Haass, L. & Schnitker, D. (1989): Pliocene-Pleistocene sedimentation regimes leading to chalk-marl-cycles in the North Atlantic (DSDP Site 552 - Hole 552A).- *Geol. Rundsch.*, **78/3**: 959-985.
- Dowsett, H.J. (1991): The development of a long-range foraminifer transfer function and application to Late Pleistocene North Atlantic climatic extremes.- *Paleoceanography*, **6**: 259-273.
- Dowsett, H.J. & Poore, R.Z. (1990): A new planktic foraminifer transfer function for estimating Pliocene-Holocene paleoceanographic conditions in the North Atlantic.- *Mar. Micropal.*, **16**: 1-23.
- Droxler, A.W., Haddad, G.A., Mucciarone, D.A. & Cullen, J.L. (1990): Pliocene-Pleistocene aragonite cyclic variations in holes 714A and 716B (the Maldives) compared with hole 633A (the Bahamas): Records of climate-induced CaCO₃ preservation at intermediate water depths.- In Duncan, R.A., Backman, J., Peterson, L.C. et al. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **115**: 539-577, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Duplessy, J.C., Labeyrie, L., Juillet-Leclerc, A., Maitre, F., Duprat, J. & Sarnthein, M. (1991): Surface salinity reconstruction of the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum.- *Oceanol. Acta*, **14**: 311-324.
- Einarsson, T. & Albertsson, K.J. (1988): The glacial history of Iceland during the past three million years.- *Philos. Trans. R. Soc. London*, **B318**: 637-644.
- Emerson, S. & Archer, D. (1992): Glacial carbonate dissolution cycles and atmospheric pCO₂: A view from the ocean bottom.- *Paleoceanography*, **7**: 319-331.
- Emerson, S. & Bender, M. (1981): Carbon fluxes at the sediment-water interface of the deep-sea: calcium carbonate preservation.- *J. Mar. Res.*, **39**: 139-162.
- Erez, J., Almogi-Labin, A. & Avraham, S. (1991): On the life history of planktonic foraminifera: Lunar reproduction cycle in *Globigerinoides sacculifer* (Brady).- *Paleoceanography*, **6**: 295-306.

- Ericson, D.B. (1959): Coiling direction of *Globigerina pachyderma* as a climatic index. *Science*, **130**: 219-220.
- Ericson, D.B. & Wollin, G. (1968): Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments.- *Science*, **162**: 1227-1234.
- Fairbanks, R.G. & Wiebe, P.H. (1980): Foraminifera and chlorophyll maximum: Vertical distribution, seasonal succession, and paleoceanographic significance.- *Science*, **209**: 1524-1526.
- Fairbridge, R.W. (1966): *The encyclopedia of oceanography*.- Reinhold Publ. Corp., New York.
- Farrell, J.W. & Prell, W.L. (1989): Climatic change and CaCO₃ preservation: An 800,000 year bathymetric reconstruction from the central Equatorial Pacific Ocean.- *Paleoceanography*, **4**: 447-466.
- Farrell, J.W. & Prell, W.L. (1991): Pacific CaCO₃ preservation and $\delta^{18}\text{O}$ since 4 Ma: Paleoceanic and paleoclimatic implications. *Paleoceanography*, **6**: 485-498.
- Fok-Pun, L. & Komar, P.D. (1983): Settling velocities of planktonic foraminifera: Density variations and shape effects.- *J. Foram. Res.*, **13**: 60-68.
- Fronval, T. & Jansen, E. (submitted): Late Neogene paleoclimates and paleoceanography in the Iceland-Norwegian Sea: Evidence from the Iceland and Vøring Plateau, ODP Leg 151 and 104.- In Myhre, A., Thiede, J., Firth, J. et al. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **151**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), submitted.
- Funder, S., Abrahamsen, N., Bennike, O. & Feyling-Hanssen, R.W. (1985): Forested Arctic: Evidence from North Greenland.- *Geology*, **13**: 542-546.
- Goll, R.M. (1989): A synthesis of Norwegian Sea biostratigraphies: ODP Leg 104 on the Vøring-Plateau.- In Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. et al. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **104**: 777-826, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Gordon, A.L. (1986): Interocean exchange of thermocline water.- *Jour. Geophys. Res.*, **91**: 5037-5046.
- Grobe, H., Fütterer, D.K. & Spieß, V. (1990): Oligocene to Quaternary sedimentation processes on the antarctic continental margin, ODP Leg 113, Site 693.- Barker, P.F., Kennett, J.P., et al. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **113**: 121-131, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Haake, F.-W. & Pflaumann, U. (1989): Late Pleistocene foraminiferal stratigraphy on the Vøring-Plateau, Norwegian Sea.- *Boreas*, **18**: 343-356.
- Hales, B., Emerson, S. & Archer, D. (1994): Respiration and dissolution in the sediments of the western North Atlantic: estimates from models of in situ microelectrode measurements of porewater oxygen and pH.- *Deep Sea Res.*, **41**: 695-719.
- Hallock, P., Premoli-Silva, I. & Boersma, A. (1991): Similarities between planktonic and larger foraminiferal evolutionary trends through Paleogene paleoceanographic changes.- *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **83**: 49-64.
- Hart, M.B. (1980): A water depth model for the evolution of the planktonic Foraminifera.- *Nature*, **286**: 252-254.
- Haug, G.H., Maslin, M.A., Sarnthein, M., Stax, R. & Tiedemann, R. (im Druck). Evolution of Northwest Pacific sedimentation patterns since 6 Ma: Site 882. *Proceedings ODP, Scientific Results*, **145**, im Druck.
- Haupt, B.J., Schäfer-Neth, C. & Stattegger, K. (1995): Three-dimensional numerical modeling of Late Quaternary paleoceanography and sedimentation in the northern North Atlantic.- *Geol. Rundsch.*, **84**: 137-150.
- Hay, W.W. (1970): Calcareous nannofossils from cores recovered on Leg 4.- In Bader et al. (eds.), *Initial Report DSDP*, **4**: 455-501, Washington, US Govt. Printing Office.

Hays, J.D., Imbrie, J. & Shackleton, N.J. (1976): Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages.- *Science*, **194**: 1121-1132.

Healy-Williams, N. (1989): Morphological changes in living foraminifera and the thermal structure of the water column, Western North Atlantic.- *Palaios*, **4**: 590-597.

Healy-Williams, N. (1992): Stable isotope differences among morphotypes of *Neoglobobulimina pachyderma* (Ehrenberg): implications for high-latitude palaeoceanographic studies.- *Terra Nova*, **4**: 693-700.

Healy-Williams, N. & Williams, D.F. (1981): Fourier analysis of test shape of planktonic foraminifera.- *Nature*, **289**: 485-487.

Hebbeln, D., Dokken, T., Andersen, E.S., Hald, M. & Elverhøi, A. (1994): Moisture supply to northern ice-sheet growth during the Last Glacial Maximum.- *Nature*, **350**: 357-360.

Hecht, A.D. (1976): An ecologic model for test size variation in recent planktonic foraminifera: Applications to the fossil record.- *J. Foram. Res.*, **6**: 295-311.

Heinrich, H. (1988): Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years.- *Quaternary Res.*, **29**: 142-152.

Hemleben, C. & Spindler, M. (1983): Recent advances in research on living planktonic foraminifera.- *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, **30**: 141-170.

Hemleben, C., Spindler, M. & Anderson, O.R. (1989): *Modern Planktonic Foraminifera*. Springer-Verlag, New York, 363 Seiten.

Hemleben, C., Spindler, M., Breiteringer, I. & Deuser, W.G. (1985): Field and laboratory studies on the ontogeny and ecology of some *Globorotaliid* species from the Sargasso Sea off Bermuda.- *J. Foram. Res.*, **15**: 254-272.

Henrich, R. (1986): A calcite dissolution pulse in the Norwegian-Greenland Sea during the last deglaciation.- *Geol. Rundsch.*, **75/3**: 805-827.

Henrich, R. (1989): Glacial/interglacial cycles in the Norwegian Sea: Sedimentology, paleoceanography, and evolution of Late Pliocene to Quaternary northern hemisphere climate.- In Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E., et al. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **104**: 189-232, College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Henrich, R. (1992): Beckenanalyse des Europäischen Nordmeeres: Pelagische und glaziomarine Sedimentflüsse im Zeitraum 2.6 Ma bis rezent.- Unveröff. Habilitationsschrift, Univ. Kiel, 345 Seiten.

Henrich, R. & Baumann, K.-H. (1994): Evolution of the Norwegian Current and the Scandinavian ice sheets during the past 2.6 m.y.: evidence from ODP Leg 104 biogenic carbonate and terrigenous records.- *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **108**: 75-94.

Henrich, R., Kassens, H., Vogelsang, E. & Thiede, J. (1989a): Sedimentary facies of glacial/interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka.- *Mar. Geol.*, **86**: 283-319.

Henrich, R., Wagner, T., Goldschmidt & Michels, K. (1995): Depositional regimes in the Norwegian-Greenland Sea: The last two glacial to interglacial transitions.- *Geol. Rundsch.*, **84**: 28-48.

Henrich, R., Wolf, T.C.W., Bohrmann, G. & Thiede, J. (1989b): Cenozoic paleoclimatic and paleoceanographic changes in the northern hemisphere revealed by variability of coarse-fraction composition in sediments from the Vøring-Plateau-ODP Leg 104 drill sites.- In Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E., et al. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **104**: 75-188, College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Herman, Y. & Hopkins, D.M. (1980): Arctic oceanic climate in Late Cenozoic time.- *Science*, **209**: 557-562.

- Herterich, K. & Sarnthein, M. (1984): Brunhes time scale: Tuning by rates of calcium-carbonate dissolution and cross spectral analyses with solar insolation.- In Berger, A. L. et al. (eds.), *Milankovitch and Climate*, Part 1, 447-466, D. Reidel Publishing Company.
- Hesse, R. (1986): Early diagenetic pore water/sediment interactions: Modern offshore basins.- *Geoscience Canada*, **13**: 165-196.
- Hodell, D.A. & Ciesielski, P.F. (1990): Southern ocean response to the intensification of Northern Hemisphere glaciation at 2.4 Ma.- In Bleil, U. & Thiede, J. (eds.), *Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*, 707-728, Kluwer Academic Publishers.
- Hölemann, J. & Henrich, R. (1993): Allochthonous versus autochthonous organic matter in the Cenozoic sediments of the Norwegian Sea: Evidence for the onset of glaciations in the Northern Hemisphere.- *Mar. Geol.*, **121**: 87-103.
- Hooper, P.W.P., Funnell, B.M. & Weaver, P.P.E. (1991): Late Miocene-Early Pliocene planktonic foraminifera and palaeoceanography of the North Atlantic.- *J. micropalaeontol.*, **9**: 145-152.
- Hooper, P.W.P. & Weaver, P.P.E. (1987): Late Neogene species of the genus *Neoglobobulimina* Bandy, Frerichs, and Vincent in the North Atlantic: a biostratigraphic, palaeoceanographic, and phylogenetic review.- In Hart, M.B. (ed.): *Micropalaeontology of carbonate environments*, 21-43, British Micropalaeontological Society Series.
- Howard, W.R. & Prell, W.L. (1994): Late Quaternary CaCO_3 production and preservation in the Southern Ocean: Implications for oceanic and atmospheric carbon cycling.- *Paleoceanography*, **9**: 453-482.
- Hsü, K.J. & Andrews, J.E. (1970): Lithology.- In Bader et al. (eds.), *Initial Report DSDP*, **3**: 445-453, Washington, US Govt. Printing Office.
- Huddleston, P.F. (1984): Planktonic foraminiferal biostratigraphy, Deep Sea Drilling Project Leg 81.- In Roberts, D.G., Schnitker, D., et al. (eds.), *Init. Repts. DSDP*, **81**: 429-438, Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- Hudson, R.J.M., Gherini, S.A. & Goldstein, R.A. (1994): Modeling the global carbon cycle: Nitrogen fertilization of the terrestrial biosphere and the "missing" CO_2 sink.- *Global Biogeochemical Cycles*, **8**: 307-333.
- Imbrie, J., Berger, A., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W.R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Molfino, B., Morley, J.J., Peterson, L.C., Pisias, N.G., Prell, W.L., Raymo, M.E., Shackleton, N.J. & Toggweiler, J.R. (1993): On the structure and origin of major glaciation cycles. 2. The 100,000-year cycle.- *Paleoceanography*, **8**: 699-735.
- Imbrie, J., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W.R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Molfino, B., Morley, J.J., Peterson, L.C., Pisias, N.G., Prell, W.L., Raymo, M.E., Shackleton, N.J. & Toggweiler, J.R. (1992): On the structure and origin of major glaciation cycles. 1. Linear responses to Milankovitch forcing.- *Paleoceanography*, **7**: 701-738.
- Imbrie, J., McIntyre, A. & Mix, A. (1989): Oceanic response to orbital forcing in the late Quaternary: Observational and experimental strategies.- In Berger, A. et al. (eds.), *Climate and Geo-Sciences*, 121-164, Kluwer Academic Publishers.
- Jansen, E., Bleil U., Henrich, R., Kringstad L. & Slettemark, B. (1988): Paleoenvironmental changes in the Norwegian Sea and the northeast Atlantic during the last 2.8 My: Deep Sea Drilling Project/Ocean Drilling Program Sites 610, 642, 643 and 644. *Paleoceanography*, **3**: 563-581.
- Jansen, E. & Sejrup, H.P. (1986): Stable isotope stratigraphy and amino-acid epimerization for the last 2.4 My at Site 610, Holes 610 and 610A.- In Ruddiman, W.F., Kidd, R.B., Thomas, E., et al. (eds.), *Init. Repts. DSDP*, **94**: 879-888, Washington (US Govt. Printing Office).

- Jansen, E. & Sjøholm, J. (1991): Reconstruction of glaciation over the past 6 Myr from ice-borne deposits in the Norwegian Sea.- *Nature*, **349**: 600-603.
- Jansen, E., Sjøholm, J., Bleil, U. & Erichsen, J.A. (1990): Neogene and Pleistocene glaciations in the northern hemisphere and late Miocene - Pliocene global ice volume fluctuations: Evidence from the Norwegian Sea.- In Bleil, U. & Thiede, J. (eds.), *Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*, 677-705, Kluwer Academic Publishers.
- Jansen, E., Slettermark, B., Bleil, U., Henrich, R., Kringstad, L. & Rolfsen, S. (1989): Oxygen and carbon isotope stratigraphy and magnetostratigraphy of the last 2.8 Ma: Paleoclimatic comparisons between the Norwegian Sea and the North Atlantic.- In Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E., et al. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **104**: 255-269, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Jenkins, D.G. (1967): Recent distribution, origin, and coiling ratio changes in *Globorotalia pachyderma* (Ehrenberg).- *Micropal.*, **13**: 195-203.
- Jenkins, D.G., Curry, D., Funnell, B.M. & Whittaker, J.E. (1988): Planktonic foraminifera from the Pliocene Coralline Crag of Suffolk, Eastern England.- *J. micropalaeontol.*, **7**: 1-10.
- Johannessen, O.M. (1986): Brief overview of the physical oceanography.- In Hurdle, B.G. (ed.), *The Nordic Seas*: Springer Verlag, 103-127.
- Kaltenback, A.J., Guannel, G.K., Lyons, W.B., Moore, A. & Patton, J.W. (1984): Analysis of organic matter from Leg 81 (Rockall Plateau).- In Roberts, D.G., Schnitker, D., et al. (eds.), *Init. Repts. DSDP*, **81**: 807-825, Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- Keigwin, L.D. (1978): Pliocene closing of the isthmus of Panama, based on biostratigraphic evidence from nearby Pacific Ocean and Caribbean Sea cores.- *Geology*, **6**: 630-634.
- Keigwin, L.D. (1986): Pliocene stable-isotope record of Deep Sea Drilling Project Site 606: Sequential events of ^{18}O enrichment beginning at 3.1 Ma.- In Ruddiman, W.F., Kidd, R.B., Thomas, E., et al. (eds.), *Init. Repts. DSDP*, **94**: 911-920, Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- Keir, R. S. (1990): Reconstructing the ocean carbon system variation during the last 150,000 years according the Antarctic nutrient hypothesis.- *Paleoceanography*, **5**: 253-276.
- Keller, G. (1978): Morphologic variations of *Neoglobobulimina pachyderma* (Ehrenberg) in sediments of the marginal and central Northeast Pacific Ocean and paleoclimatic interpretation.- *J. Foram. Res.*, **8**: 208-224.
- Kellogg, T.B. (1975): Late Quaternary climatic changes in the Norwegian-Greenland Sea.- In Bowling, S.A. and Weller, G. (eds.), *Climate of the Arctic*, Univ. Alaska, Fairbanks, 3-36.
- Kellogg, T.B. (1980): Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland seas: glacial-interglacial contrasts.- *Boreas*, **9**: 115-137.
- Kellogg, T.B. (1984): Paleoclimatic significance of subpolar foraminifera in high-latitude marine sediments.- *Can. J. Earth Sci.*, **21**: 189-193.
- Kellogg, T.B., Duplessy, J.C. & Shackleton, N.J. (1978): Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of Norwegian Sea deep-sea cores.- *Boreas*, **7**: 61-73.
- Kennett, J.P. (1966): Foraminiferal evidence of a shallow calcium carbonate solution boundary, Ross Sea, Antarctic, **153**: 191-193.
- Kennett, J.P. (1968a): Latitudinal variation in *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg) in surface sediments of the southwest Pacific Ocean.- *Micropal.*, **14**: 305-318.
- Kennett, J.P. (1968b): *Globorotalia truncatulinoides* as a Paleo-oceanographic Index.- *Science*, **159**: 1461-1462.

- Kennett, J.P. & Srinivasan, M.S. (1980): Surface ultrastructural variation in *Neoglobobulimina pachyderma* (Ehrenberg): Phenotypic variation and phylogeny in the late Cenozoic.- Cushman Found. Spec. Publ., **19**: 134-162.
- Kennett, J.P. & Srinivasan, M.S. (1983): Neogene Planktonic Foraminifera - A Phylogenetic Atlas. Hutchinson Ross Publishing Company.
- Kerrick, D.M. & Caldeira, K. (1993): Paleoatmospheric consequences of CO₂ released during early Cenozoic regional metamorphism in the Tethyan orogen.- Chemical Geology, **108**: 201-230.
- Ketten, D.R. & Edmond, J.M. (1979): Gametogenesis and calcification of planktonic foraminifera.- Nature, **278**: 546-548.
- Kipp, N.G. (1976): New transfer function for estimating past sea-surface conditions from sea-bed distribution of planktonic foraminiferal assemblages in the North Atlantic.- Geological Society of America, Memoir 145.
- Kohly, A. (1994): Aktuopaläontologische Untersuchungen zu Verbreitung und Vertikalfluß von Diatomeen sowie ihre räumliche und zeitliche Entwicklung im Jungquartär des Europäischen Nordmeeres.- Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, **49**: 1-118.
- Körstgård, J.A. & Nielsen, O.B. (1989): Provenance of dropstones in Baffin Bay and Labrador Sea, Leg 105.- In Srivastava, S.P., Arthur, M., Clement, B. et al. (eds.), Proc. ODP, Sci. Results, **105**: 65-69, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Krauss, W. (1986): The North Atlantic Current.- Jour. Geophys. Res., **91**: 5061-5074.
- Kroopnick, P.M. (1985): The distribution of ¹³C of ΣCO₂ in the world oceans.- Deep Sea Res., **32**: 57-84.
- Krumsiek, K. & Roberts, D.G. (1984): Paleomagnetism of Tertiary sediments from the southwest Rockall-Plateau, Deep Sea Drilling Project Leg 81.- In Roberts, D.G., Schnitker, D., et al., Init. Repts. DSDP, **81**: 837-851, Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- Ku, T.-L. & Oba, T. (1978): A method for quantitative evaluation of carbonate dissolution in deep-sea sediments and its application to paleoceanographic reconstructions.- Quaternary Res., **10**: 112-129.
- Kutzbach, J.E., Guettler, P.J., Ruddiman, W.F. & Prell, W.L. (1989): Sensitivity of climate to late Cenozoic uplift in Southern Asia and the American West: Numerical experiments. Jour. Geophys. Res., **94**: 18393-18407.
- Kwon, O.Y. & Schnoor, J.L. (1994): Simple global carbon model: The atmosphere-terrestrial biosphere-ocean interaction.- Global Biogeochemical Cycles, **8**: 295-305.
- Lazarus, D., Hilbrecht, H., Spencer-Cervato, C. & Thierstein, H. (1995): Sympatric speciation and phyletic change in *Globorotalia truncatulinoides*.- Paleobiology, **21**: 28-51.
- Lazier, J.R.N. (1973): The renewal of Labrador Sea water.- Deep-Sea Res., **20**: 341-353.
- Le, J. & Shackleton, N.J. (1992): Carbonate dissolution fluctuations in the western equatorial Pacific during the Late Quaternary.- Paleoceanography, **7**: 21-42.
- Lea, D.W., Martin, P.A., Chan, D.A. & Spero, H.J. (1995): Calcium uptake and calcification rate in the planktonic foraminifer *Orbulina universa*.- J. Foram. Res., **25**: 14-23.
- Lee, J.J., Faber Jr., W.W., Anderson, O.R. & Pawlowski, J. (1991): Life-cycles of foraminifera.- In Lee, J.J. & Anderson, O.R. (eds.): Biology of Foraminifera, 285-334, Academic Press.
- Lipps, J.H. (1979): Ecology and Paleoecology of Planktic Foraminifera.- In Lipps, J.H., Berger, W.H., Bijzas, M.A., Douglas, R.G. & Ross, C.A. (eds.): Foraminiferal Ecology and Paleoecology.- SEPM Short Course, **6**: 62-104, Houston, Texas.

- Lipps, J.H. & Krebs, W.N. (1974): Planktonic foraminifera associated with Antarctic sea ice.- J. Foram. Res., **4**: 80-85.
- Locker, S. & Martini E. (1989): Cenozoic silicoflagellates, ebridians, and actiniscidians from the Vøring-Plateau (ODP Leg 104).- In Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E., et al. (eds.), Proc. ODP, Sci. Results, **104**: 543-585, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Lorius, C., Jouzel, J., Raynaud, D., Hansen, J. & Le Treut, H. (1990): The ice-core record: climate sensitivity and future greenhouse warming.- Nature, **347**: 139-145.
- Loubère, P. (1987): Changes in mid-depth North Atlantic and Mediterranean circulation during the Late Pliocene - Isotopic and sedimentological evidence.- Mar. Geol., **77**: 15-38.
- Loubère, P. & Moss, K. (1986): Late Pliocene climatic change and the onset of Northern Hemisphere glaciation as recorded in the northeast Atlantic Ocean.- Geol. Soc. Am. Bull., **97**: 818-828.
- Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Gudjonsson, L. & Zachariasse, W.J. (1992): Late Pliocene to early Pleistocene astronomically forced sea surface productivity and temperature variations in the Mediterranean.- Mar. Micropal., **19**: 49-78.
- Maasch, K.A. & Saltzman, B. (1990): A low-order dynamical model of global climatic variability over the full Pleistocene.- J. Geophys. Res., **95**: 1955-1964.
- Malmgren, B.A. (1983): Ranking of dissolution susceptibility of planktonic foraminifera at high latitudes of the South Atlantic Ocean.- Mar. Micropal., **8**: 183-191.
- Malmgren, B.A. & Kennett, J.P. (1972): Biometric analysis of phenotypic variation: *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg) in the South Pacific Ocean.- Micropal., **18**: 241-248.
- Malmgren, B.A. & Kennett, J.P. (1976): Biometric analysis of phenotypic variation in recent *Globigerina bulloides* d'Orbigny in the Southern Indian Ocean.- Mar. Micropal., **1**: 3-25.
- Malmgren, B.A. & Kennett, J.P. (1977): Biometric differentiation between recent *Globigerina bulloides* and *Globigerina falconensis* in the Southern Indian Ocean.- J. Foram. Res., **7**: 130-148.
- Malmgren, B.A. & Kennett, J.P. (1978a): Late Quaternary paleoclimatic applications of mean size variations in *Globigerina bulloides* d'Orbigny in the Southern Indian Ocean.- J. Foram. Res., **52**: 1195-1207.
- Malmgren, B.A. & Kennett, J.P. (1978b): Test size variation in *Globigerina bulloides* in response to Quaternary palaeoceanographic changes.- Nature, **275**: 123-124.
- Mantyla, A. & Reid, J.L. (1983): Abyssal characteristic of the world ocean waters.- Deep Sea Res., **30**: 805-833.
- Marsal, D. (1967): Statistische Methoden für Erdwissenschaftler.- E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Maslin, M.A., Haug, G.H., Sarnthein, M. & Tiedemann, R. (submitted). The progressive intensification of northern hemisphere glaciation as seen from the north Pacific. Geol. Rundsch., submitted.
- McCartney, M.S. (1992): Recirculating components to the deep boundary current of the northern North Atlantic.- Prog. Oceanog., **29**: 283-383.
- McIntyre, A. & McIntyre, R. (1971): Coccolith concentration and differential solution in oceanic sediments.- In Funnell & Riedel (eds.): The micropaleontology of Oceans. Cambridge Univ. Press, 253-262.
- Meggers, H. (1991): Zementation und Lösungserscheinungen an mio- pliozänen Gehäusen von *Neoglobobulimina atlantica* (Berggren, 1972). Implikationen für frühdiagenetische Prozeßabläufe und

Veränderungen des Bodenwasserchemismus', ODP Leg 104, Bohrung 642C, Vøring-Plateau.- Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Kiel, 51 Seiten.

de Menocal, P.B., Oppo, D.W., Fairbanks, R.G. & Prell, W.L. (1992): Pleistocene $\delta^{13}\text{C}$ variability of North Atlantic intermediate water.- *Paleoceanography*, **7**: 229-250.

Metzler, C.V., Wenkam, C.R. & Berger, W.H. (1982): Dissolution of foraminifera in the eastern Equatorial Pacific: An *in situ* experiment.- *J. Foram. Res.*, **12**: 362-368.

Miao, Q., Thunell, R.C. & Anderson, D.M. (1994): Glacial-Holocene carbonate dissolution and sea surface temperatures in the South China and Sulu Seas.- *Paleoceanography*, **9**: 269-290.

Michels, K. (1995): Strömungssortierung quartärer Sedimente des Europäischen Nordmeeres: Analyse von Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen.- Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, **55**: 127 Seiten.

Milankovitch, M. (1941): Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem.- Kgl. Serb. Akad. Geogr. Spec. Publ., **132**: 484 Seiten.

Mitchelson-Jacob, G. (1993): Eddies in the Greenland Sea observed from infrared and visible satellite radiometry.- *Oceanologica Acta*, **16**, 3: 213-220.

Mix, A.C. & Fairbanks, R.G. (1985): North Atlantic surface-ocean control of Pleistocene deep-ocean circulation.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **73**: 231-243.

Mix, A.C., Pisias, N.G., Zahn, R., Rugh, W., Lopez, C. & Nelson, K. (1991): Carbon 13 in Pacific deep and intermediate waters, 0-370 ka: Implications for ocean circulation and Pleistocene CO_2 .- *Paleoceanography*, **6**: 205-226.

Morse, J.W. (1977): The carbonate chemistry of North Atlantic Ocean deep-sea sediment pore water.- In Andersen, N.R. & Malahoff, A. (eds.): The fate of fossil fuel CO_2 in the oceans.- Plenum Press, 323-343, New York.

Murray, J.W. (1989): Syndepositional dissolution of calcareous foraminifera in modern shallow-water sediments.- *Mar. Micropal.*, **15**: 117-121.

Murray, J.W. (1991): Ecology and distribution of planktonic foraminifera.- In Lee, J.J. & Anderson, O.R. (eds.), *Biology of Foraminifera*, 255-284. Academic Press.

Neftel, A., Oeschger, H., Schwander, J., Stauffer, B. & Zimbrunn, R. (1982): Ice core sample atmospheric CO_2 content during the past 40,000 yr.- *Nature*, **295**: 220-223.

Olsson, R.K. (1973): What is a kummerform planktonic foraminifer?- *Journal of Paleontology*, **47**: 327-329.

Olsson, R.K. (1974): Pleistocene paleoceanography and *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg) in site 36, DSDP, Northeastern Pacific.- *J. Foram. Res.*, **4**: 47-60.

Oppo, D.W. & Fairbanks, R.G. (1990): Atlantic ocean thermohaline circulation of the last 150,000 years: Relationship to climate and atmospheric CO_2 .- *Paleoceanography*, **5**: 277-288.

Oppo, D.W., Raymo, M.E., Lohmann, G.P., Mix, A.C., Wright, J.D. & Prell, W.L. (1995): A $\delta^{13}\text{C}$ record of the Upper North Atlantic Deep Water during the past 2.6 million years.- *Paleoceanography*, **10**: 373-394.

Ottens, J.J. (1991): Planktic foraminifera as North Atlantic water mass indicators.- *Oceanol. Acta*, **14**: 123-140.

Ottens, J.J. (1992): April and August northeast Atlantic surface water masses reflected in planktic foraminifera.- *Netherlands Jour. Sea Res.*, **28**: 261-283.

- Ottens, J.J. & Nederbragt, A.J. (1992): Planktic foraminiferal diversity as indicator of ocean environments.- *Mar. Micropal.*, **19**: 13-28.
- Park, J. & Maasch, K.A. (1993): Plio-Pleistocene time evolution of the 100-kyr cycle in marine paleoclimate records.- *Jour. Geophys. Res.*, **98**: 447-461.
- Parker, F.L. & Berger, W.H. (1971): Faunal and solution patterns of planktonic Foraminifera in surface sediments of the South Pacific.- *Deep-Sea Res.*, **18**: 73-107.
- Paull, C.K., Hills, S.J. & Thierstein, H.R. (1988): Progressive dissolution of fine carbonate particles in pelagic sediments.- *Mar. Geol.*, **81**: 27-40.
- Peterson, L.C. & Prell, W.L. (1985): Carbonate dissolution in recent sediments of the eastern equatorial Indian Ocean: Preservation patterns and carbonate loss above the lysocline.- *Mar. Geol.*, **64**: 259-290.
- Pisias, N.G. & Moore, T.C. (1981): The evolution of Pleistocene climate: A time series approach.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **52**: 450-458.
- Poore, R.Z. & Berggren, W.A. (1975a): The morphology and classification of *Neoglobobulimina atlantica* (Berggren).- *J. Foram. Res.*, **5**: 76-84.
- Poore, R.Z. & Berggren, W.A. (1975b): Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoclimatology of Hatton-Rockall Basin: DSDP Site 116.- *J. Foram. Res.*, **5**: 270-293.
- Prell, W.L. (1984): Covariance patterns of foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$: An evaluation of Pliocene ice volume changes near 3.2 Million Years ago.- *Science*, **226**: 692-694.
- Prentice, M.L. & Matthews, R.K. (1988): Cenozoic ice-volume history: Development of a composite oxygen isotope record.- *Geology*, **16**: 963-966.
- Pujol, C. & Duprat, J. (1985): Quaternary and Pliocene planktonic foraminifera of the Northeastern Atlantic (Goban Spur), Deep Sea Drilling Project Leg 80.- In de Graciansky, P.C., Poag, C.W., et al. (eds.), *Init. Repts. DSDP*, **80**: 683-723, Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- Quadfasel, D. & Meincke, J. (1987): Note on the thermal structure of the Greenland Sea gyres.- *Deep Sea Res.*, **34**: 1883-1888.
- Raymo, M.E. (1992): Global climate change: A three million year perspective.- In Kukla, G.J. & Went, E. (eds.): *Start of a glacial*.- NATO ASI Series, Vol. **3**, 207-223, Springer-Verlag.
- Raymo, M.E., Hodell, D. & Jansen, E. (1992): Response of deep ocean circulation to initiation of northern hemisphere glaciation (3-2 Ma).- *Paleoceanography*, **7**: 645-672.
- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., Backman, J., Clement, B.M. & Martinson, D.G. (1989): Late Pliocene variation in northern hemisphere ice sheets and North Atlantic deep water circulation.- *Paleoceanography*, **4**: 413-446.
- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F. & Clement, B.M. (1986): Pliocene-Pleistocene paleoceanography of the North Atlantic at Deep Sea Drilling Project Site 609.- In Ruddiman, W.F., Kidd, R.B., Thomas, E., et al. (eds.), *Init. Repts. DSDP*, **94**: 895-901, Washington (US Govt. Printing Office).
- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F. & Froelich, P.N. (1988): Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles.- *Geology*, **16**: 649-653.
- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., Shackleton, N.J. & Oppo, D.W. (1990): Evolution of Atlantic-Pacific $\delta^{13}\text{C}$ gradients over the last 2.5 m.y.- *Earth and Planetary Science Letters*, **97**: 353-368.
- Rea, D.K. & Schrader, H. (1985): Late Pliocene onset of glaciation: Ice-rafting and diatom stratigraphy of North Pacific DSDP cores.- *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **49**: 313-325.

- Reed, S.J. (1992): Post-storage dissolution of foraminifera in the presence of pyrite.- Masters Thesis Dept. of Geology and Meteorology Kean College of New Jersey, 25 pages.
- Reid, J.L. (1994): On the total geostrophic circulation of the North Atlantic Ocean. Flow patterns, tracers, and transports.- *Prog. Oceanog.*, **33**: 1-92.
- Reynolds, L.A. & Thunell, R.C. (1986): Seasonal production and morphologic variation of *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) in the northeast Pacific.- *Micropal.*, **32**: 1-18.
- Reynolds-Sautter, L.A. & Thunell, R.C. (1989): Seasonal succession of planktonic foraminifera: Results from a four-year time-series sediment trap experiment in the Northeast Pacific.- *J. Foram. Res.*, **19**: 253-267.
- Robbins, L.L. & Healy-Williams, N. (1991): Toward a classification of planktonic foraminifera based on biochemical, geochemical, and morphological criteria.- *J. Foram. Res.*, **21**: 159-167.
- Robitaille, D.Y., Mysack, L.A. & Darby, M.S. (1995): A box model study of the Greenland Sea, Norwegian Sea, and Arctic Ocean.- *Climate Dynamics*, **11**: 51-70.
- Ruddiman, W.F. & Heezen, B.C. (1967): Differential dissolution of planktonic foraminifera.- *Deep Sea Res.*, **14**: 801-808.
- Ruddiman, W.F. & Kutzbach, J.E. (1989): Forcing of late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in Southern Asia and the American West.- *J. Geophys. Res.*, **94**: 18409-18427.
- Ruddiman, W.F., McIntyre, A. & Raymo, M.E. (1986a): Paleoenvironmental results from North Atlantic Sites 607 and 609.- In Ruddiman, W.F., Kidd, R.B., Thomas, E., et al. (eds.), *Init. Repts. DSDP*, **94**: 855-878, Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- Ruddiman, W.F., Prell, W.L. & Raymo, M.E. (1989a): Late Cenozoic uplift in Southern Asia and the American West: Rationale for general circulation modeling experiments.- *Jour. Geophys. Res.*, **94**: 18379-18391.
- Ruddiman, W.F., Raymo, M.E., Martinson, D.G., Clement, B.M. & Backman, J. (1989b): Pleistocene evolution: Northern hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean.- *Paleoceanography*, **4**: 353-412.
- Ruddiman, W.F., Raymo, M.E. & McIntyre, A. (1986b): Matuyama 41,000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets.- *Earth and Planetary Science Letters*, **80**: 117-129.
- Ruddiman, W.F., Shackleton, N.J. & McIntyre, A. (1986c): North Atlantic sea-surface temperatures for the last 1.1 million years.- In Summerhayes, C.P. & Shackleton, N.J. (eds.); *North Atlantic Palaeoceanography*.- Geological Society Special Publication **21**: 155-173.
- Rudels, B. (1990): Haline convection in the Greenland Sea.- *Deep Sea Res.*, **37**: 1491-1511.
- Saito, T., Thompson, P.R. & Breger, D. (1981): *Systematic Index of Recent and Pleistocene Planktonic Foraminifera*.- University of Tokyo Press.
- Samtleben, C. & Bickert, T. (1991): Coccoliths in sediment traps from the Norwegian Sea.- *Mar. Micropal.*, **16**: 39-64.
- Sarnthein, M., Winn, K., Jung, S.J.A., Duplessy, J.-C., Labeyrie, L., Erlenkeuser, H. & Ganssen, G. (1994): Changes in east Atlantic deepwater circulation over the last 30,000 years: Eight time slice reconstructions.- *Paleoceanography*, **9**: 209-267.
- Schaeffer, R. & Spiegler, D. (1986): Neogene Kälteeinbrüche und Vereisungsphasen im Nordatlantik.- *Z. dt. geol. Ges.*, **137**: 537-552.
- Schiebel, A. (1991). Lösungsexperimente an *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg 1861) sinsitral: Untersuchungen der Gehäusestruktur und der $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopensignale an Exemplaren aus Sedimenten des Europäischen Nordmeeres.- Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Kiel.

- Schlosser, P., Bönisch, G., Rhein, M. & Bayer, R. (1991): Reduction of deepwater formation in the Greenland Sea during the 1980s: Evidence from tracer data.- *Science*, **251**: 1054-1056.
- Schneidermann, N. (1977): Chapter 12: Selective dissolution of recent coccoliths in the Atlantic Ocean.- In Ramsay, A.T.S. (ed.): *Oceanic Micropalaeontology*, Volume 2, 1009-1046, Academic Press Inc., New York.
- Schnitker, D., Mayer, L.M. & Norton, S. (1980): Loss of calcareous microfossils from sediments through gypsum formation.- *Mar. Geol.*, **36**: 35-44.
- Schönfeld, J. (im Druck): The *Stilostomella* Extinction. Structure and dynamics of the last turnover in deep-sea benthic foraminiferal assemblages.- In Whatley, R. & Mokuilevsky, A. (eds.), *Microfossils and Oceanic Environments: The University of Wales, Aberystwyth Press*, im Druck.
- Schott, W. (1935): Die Foraminiferen in dem äquatorialen Teil des atlantischen Ozeans.- *Wiss. Ergeb. Dtsch. Atlantischen Exped. "Meteor" 1925-1927*, **3**: 43-134.
- Schröder-Ritzrau, A. (1994): Aktuopaläontologische Untersuchungen zu Verbreitung und Vertikalfluß von Radiolarien sowie ihre räumliche und zeitliche Entwicklung im Jungquartär des Europäischen Nordmeeres.- *Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel*, **52**: 98 Seiten.
- Scott, D.B., Mudie, P.J., Baki, V., MacKinnon, K.D. & Cole, F.E. (1989): Biostratigraphy and late Cenozoic paleoceanography of the Arctic Ocean: Foraminiferal, lithostratigraphic, and isotopic evidence.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, **101**: 260-277.
- Seidenkrantz, M.-S. (1992): Plio-Pleistocene foraminiferal paleoecology and stratigraphy in the northernmost North Sea.- *J. Foram. Res.* **22**: 363-378.
- Shackleton, N.J., Backman, J., Zimmerman, H., Kent, D.V., Hall, M.A., Roberts, D.G., Schnitker, D., Baldauf, J.G., Desprairies, A., Homrighausen, R., Huddleston, P., Keene, J.B., Kaltenback, A.J., Krumsiek, K.A.O., Morton, A.C., Murray, J.W. & Westberg-Smith, J. (1984): Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region.- *Nature*, **307**: 620-623.
- Shackleton, N.J., Crowhurst, S., Hagelberg, T., Pisias, N. & Schneider, D.A. (1995): A new late Neogene timescale: Application to ODP Leg 138 sites.- In Pisias, N., Mayer, L.A., Janecek, T.R., Palmer-Julson, A. & van Andel, T.H. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **138**: 73-101, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Shackleton, N.J. & Hall, M.A. (1984): Oxygen and carbon isotope stratigraphy of Deep Sea Drilling Project Hole 552A: Plio- Pleistocene glacial history.- In Roberts, D.G., Schnitker, D., et al. (eds.), *Init. Repts. DSDP*, **81**: 599-609, Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- Shackleton, N.J. & Opdyke, N.D. (1977): Oxygen isotope and palaeomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation.- *Nature*, **270**: 216-219.
- Siegenthaler, U. & Sarmiento, J.L. (1993): Atmospheric carbon dioxide and the ocean.- *Nature*, **365**: 119-125.
- Signes, M., Bijma, J., Hemleben, C. & Ott, R. (1993): A model for planktic foraminiferal shell growth.- *Paleobiology*, **19**: 71-91.
- Sikes, E.L., Keigwin, L.D. & Curry, W.B. (1991): Pliocene paleoceanography: Circulation and oceanographic changes associated with the 2.4 Ma glacial event.- *Paleoceanography*, **6**: 245-257.
- Spiegler, D. (1989): Ice-rafted Cretaceous and Tertiary fossils in Pleistocene-Pliocene sediments, ODP Leg 104, Norwegian Sea.- In Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E., et al., (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **104**: 681-696, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Spiegler, D. (submitted): Planktonic foraminifer Cenozoic biostratigraphy of the Arctic Ocean, Fram Strait (Site 908-909), Yermak Plateau (Site 910-912) and East Greenland Margin (Site 913).- In Myhre, A., Thiede, J., Firth, J. et al. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **151**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), submitted.

- Spiegler, D. & Jansen, E. (1989): Planktonic foraminifer biostratigraphy of Norwegian Sea sediments: ODP Leg 104.- In Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E., et al. (eds.), Proc. ODP, Sci. Results, **104**: 681-696, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Spindler, M. (1987): Zur Ökologie der planktonischen Foraminifere *Neoglobobulimina pachyderma*.- 2-jähriger Bericht 86/87 AWI für Polarforschung, 115-117.
- Spindler, M. (1990): A comparison of Arctic and Antarctic sea ice and the effects of different properties on sea ice biota.- In Bleil, U. & Thiede, J. (eds.), Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic, 173-186, Kluwer Academic Publishers.
- Spindler, M., Hemleben, C., Salomons, J.B. & Smit, L.P. (1984): Feeding behavior of some planktonic foraminifers in laboratory cultures.- J. Foram. Res., **14**: 237-249.
- Srinivasan, M.S. & Kennett, J.P. (1974): Secondary calcification of the planktonic foraminifer *Neoglobobulimina pachyderma* as a climatic index.- Science, **186**: 630-632.
- Stocker, T.F. & Wright, D.G. (1991): Rapid transitions of the ocean's deep circulation induced by changes in surface water fluxes.- Nature, **351**: 729-732.
- Streeter, S.S. & Shackleton, N.J. (1979): Paleocirculation of the deep North Atlantic: 150,000-year record of benthic foraminifera and oxygen-18.- Science, **203**: 168-171.
- Swift, J.H. (1984): The circulation of the Denmark Strait and Iceland-Scotland Overflow Waters in the North Atlantic.- Deep Sea Res., **31**: 1339-1355.
- Swift, J.H. (1986): The Arctic Waters. In Hurdle, B.G. (ed.), The Nordic Seas: 129-153, Springer Verlag.
- Swift, J.H. & Aagaard, K. (1981): Seasonal transitions and water mass formation in the Iceland and Greenland Seas.- Deep-Sea Res., **28**: 1107-1129.
- Swift, J.H., Aagaard, K. & Malmberg, S.-A. (1980): The contribution of the Denmark Strait overflow to the deep North Atlantic.- Deep Sea Res., **27**: 29-42.
- Swift, J.H. & Koltermann, K.P. (1988): The origin of Norwegian Sea deep water.- Jour. Geophys. Res., **93**: 3563-3569.
- Takahashi, K. & Bé, A.W.E. (1984): Planktonic foraminifera: factors controlling sinking speeds.- Deep Sea Res., **31**: 1477-1500.
- Takahashi, T. (1975): Carbonate chemistry of sea water and the calcite compensation depth in the oceans.- Cushman Found. Foram. Res. Spec. Publ., **13**, 11-26.
- Tappa, E. & Thunell, R. (1984): Late Pleistocene glacial/interglacial changes in planktonic foraminiferal biofacies and carbonate dissolution patterns in the Vema Channel.- Mar. Geol., **58**: 101-122.
- Tiedemann, R. (1991): Acht Millionen Jahre Klimageschichte von Nordwest Afrika und Paläo-Ozeanographie des angrenzenden Atlantiks: Hochauflösende Zeitreihen von ODP-Sites 658-661.- Berichte Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel, **46**: 190 Seiten
- Thompson, P.R. (1976): Planktonic foraminiferal dissolution and the progress towards a Pleistocene equatorial Pacific transfer function.- J. Foram. Res., **6**: 208-227.
- Thompson, P.R. & Saito, T. (1974): Pacific Pleistocene Sediments: Planktonic foraminifera dissolution cycles and geochronology.- Geology, **1974**: 333-335.
- Thompson, P.R. & Shackleton, N.J. (1980): North Pacific palaeoceanography: Late Quaternary cooling variations of planktonic foraminifer *Neoglobobulimina pachyderma*.- Nature, **287**: 829-833.

- Thunell, R.C. (1976): Optimum indices of calcium carbonate dissolution in deep-sea sediments. *Geology*, **4**: 525-528.
- Thunell, R.C. (1981): Cenozoic palaeotemperature changes and planktonic foraminiferal speciation.- *Nature*, **289**: 670-672.
- Thunell, R.C. & Honjo, S. (1981): Calcite dissolution and the modification of planktonic foraminiferal assemblages.- *Mar. Micropal.*, **6**: 169-182.
- Turnau, R. & Ledbetter, M.L. (1989): Deep circulation changes in the South Atlantic Ocean: Response to initiation of Northern Hemisphere glaciation.- *Paleoceanography*, **4**: 565-583.
- de Vernal, A., Bilodeau, G., Hillaire-Marcel, C. & Kassou, N. (1992): Quantitative assessment of carbonate dissolution in marine sediments from foraminifer linings vs. shell ratios: Davis Strait, northwest North Atlantic.- *Geology*, **20**: 527-530.
- Vogelsang, E. (1990): Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope.- *Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel*, **23**: 136 Seiten.
- Volat, J.-L., Pastouret, L. & Vergnaud-Grazzini, C. (1980): Dissolution and carbonate fluctuations in Pleistocene deep-sea cores: A review.- *Mar. Geol.*, **34**: 1-28.
- Wagner, T. & Henrich, R. (1994): Organo- and lithofacies of glacial- interglacial deposits in the Norwegian-Greenland Sea: Responses to paleoceanographic and paleoclimatic changes.- *Mar. Geol.*, **120**: 335-364.
- Wefer, G. (1985): Die Verteilung stabiler Isotope in Kalkschalen mariner Organismen.- *Geol. Jb., Reihe A*, **82**: 3-111.
- Wei, K.Y. (1994a): Allometric heterochrony in the Pliocene-Pleistocene planktic foraminiferal clade *Globocornella*.- *Paleobiology*, **20**: 66-84.
- Wei, K.Y. & Kennett, J.P. (1983): Nonconstant extinctions rates of Neogene planktonic foraminifera.- *Nature*, **305**: 218-220.
- Wei, K.Y. & Kennett, J.P. (1986): Taxonomic evolution of Neogene planktonic foraminifera and paleoceanographic relations.- *Paleoceanography*, **1**: 67-84.
- Wei, W. (1994b): Age conversion table for different time scales.- *Jour. of Nannoplankton Res.*, **16**: 71-73.
- Witte, B. & Williamson, D. (submitted): Magnetostratigraphy of Cenozoic sedimentary deposits of the Atlantic Arctic Gateways.- In Myhre, A., Thiede, J., Firth, J. et al. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **151**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), submitted.
- Wolf, T.C.W. (1991): Paläo-ozeanographisch-klimatische Entwicklung des nördlichen Nordatlantiks seit dem Späten Neogen (ODP Legs 105 und 104, DSDP Leg 81).- *Geomar Report*, **5**: 92 Seiten.
- Wolf-Welling, T.C.W., Cremer, M., & O'Connell, S., (submitted): Cenozoic Arctic Gateway paleoclimate variability: Indications by changes of coarse fraction composition (ODP Leg 151).- In Myhre, A., Thiede, J., Firth, J. et al. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **151**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), submitted.
- Wolf, T.C.W. & Thiede, J. (1991): History of terrigenous sedimentation during the past 10 m.y. in the North Atlantic (ODP Legs 104 and 105 and DSDP Leg 81).- *Mar. Geol.*, **101**: 83-102.
- Worsley, T.R. & Herman, Y. (1980): Episodic ice-free Arctic Ocean in Pliocene and Pleistocene time: Calcareous nannofossil evidence.- *Science*, **210**: 323-325.
- Yeh, C.-C., Patterson, R.T. & Osborne, R.H. (1989): Fourier analysis of the planktic foraminifer *Neoglobobulimina pachyderma* (Ehrenberg) from the Pleistocene Santa Barbara Formation, California.- *J. micropalaeontol.*, **8**: 77-85.

Zachariasse, W.J., Gudjonsson, L., Hilgen, F.J., Langereis, C.G., Lourens, L.J., Verhallen, P.J.J.M. & Zijderveld, J.D.A. (1990): Late Gauss to early Matuyama invasions of *Neogloboquadrina atlantica* in the Mediterranean and associated record of climatic change.- *Paleoceanography*, **5**: 239-252.

Zachos, J.C. & Cederberg, T. (1989): Interstitial-water chemistry, Leg 105 Sites 645, 646, and 647, Baffin Bay and Labrador Sea.- In Srivastava, S.P., Arthur, M., Clement, B. et al. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **105**: 171-183, College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Zimmerman, H.B., Shackleton, N.J., Backman, J., Kent, D.V., Baldauf, J.G., Kaltenback, A.J. & Morton, A.C. (1984): History of Plio- Pleistocene climate in the Northeastern Atlantic, Deep Sea Drilling Project Hole 552A.- In Roberts, D.G., Schnitker, D., et al. (eds.), *Init. Repts. DSDP*, **81**: 861-875, Washington (U.S. Govt. Printing Office).

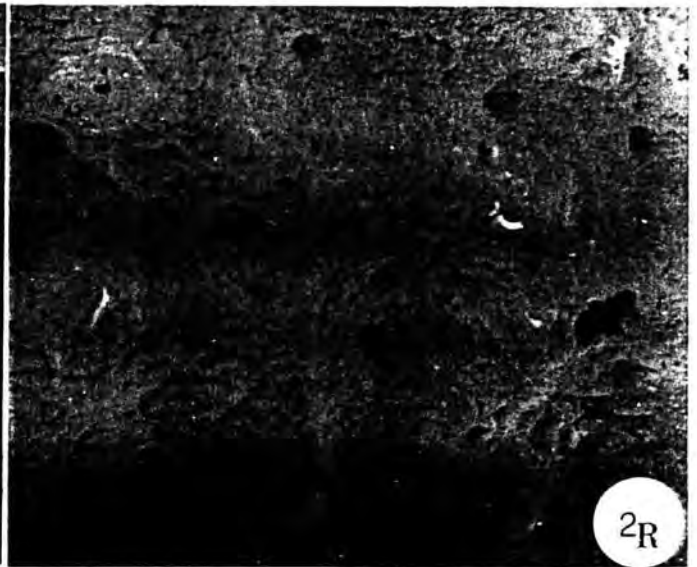
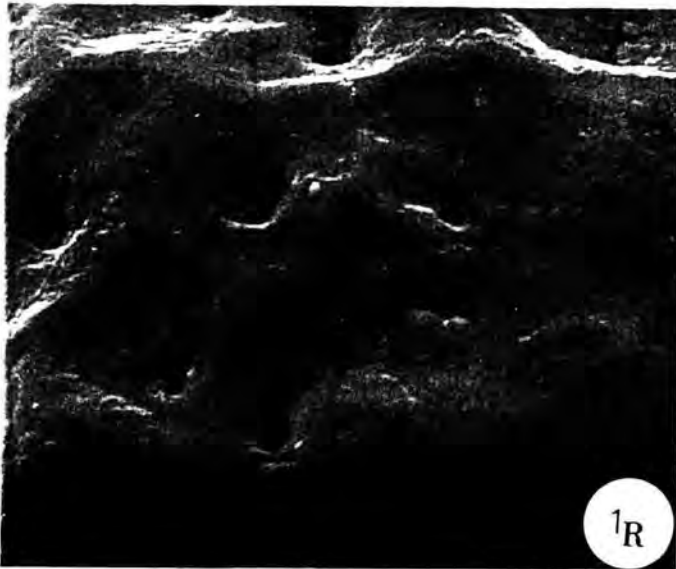
Fototafeln

Tafel 1: Definierte REM-Lösungsindizes der retikulaten Ultrastruktur der planktischen Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma*:

- 0_R: Gänzlich ungelöstes retikulates Gehäuse
- 1_R: Retikulater Morphotyp mit gerundeten Graten als exponierteste Stellen der Ultrastruktur und ersten lösungsbedingten Löchern gerade im Vertiefungsbereich der Poren
- 2_R: Retikulater Morphotyp mit ersten deutlichen Löchern auf den Graten und einer signifikanten Verflachung der Grate
- 3_R: Retikulater Morphotyp mit nahezu komplett aufgelösten Graten
- 4_R: Retikulater Morphotyp mit dem völligen Verlust der oberen retikulaten Deckschicht sowie ersten möglichen Fragmentierungserscheinungen

Tafel 1

x3000



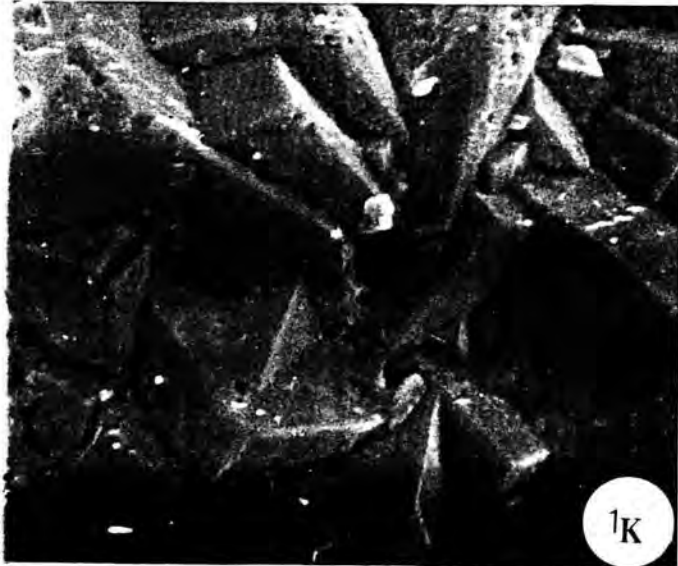
Tafel 2: Definierte REM-Lösungsindizes der kristallinen Ultrastruktur der planktischen Foraminifere *Neoglobobulimina pachyderma*:

- 0_K: Gänzlich ungelöstes kristallines Gehäuse
- 1_K: Kristalliner Morphotyp mit ersten Rundungserscheinungen der Kalzit-Rhomboeder
- 2_K: Kristalliner Morphotyp mit ersten lösungsbedingten Löchern auf den Kristallflächen
- 3_K: Kristalliner Morphotyp mit korrosionsbedingter Zerfransungsstruktur der Kristallite
- 4_K: Kristalliner Morphotyp mit ersten weggelösten Kristalliten und evtl. ersten Fragmentierungserscheinungen, z.T. wird die primäre retikuläre Kruste wieder sichtbar

Tafel 2



x 3000



Tafel 3: Postsedimentäre Veränderungen der planktischen Foraminiferen

1. Zementierte *N. pachyderma*
(Probe 646B-13H-5-29)

2.a. Zementiertes Fragment von
N. pachyderma (oben)
b. Ausschnittsvergrößerung der
Gehäuseoberfläche mit Zement-
kristallen (unten)
(Probe 646A-9H-5-121)

3. Querschnitt durch die Foraminiferen-
wandung von *N. pachyderma* mit (von
innen nach außen) einer retikulaten Unter-
schicht, einer retikulaten palisadenartigen
Oberschicht sowie einer dia-
genetischen Deckschicht
(Probe 646A-9H-5-121)

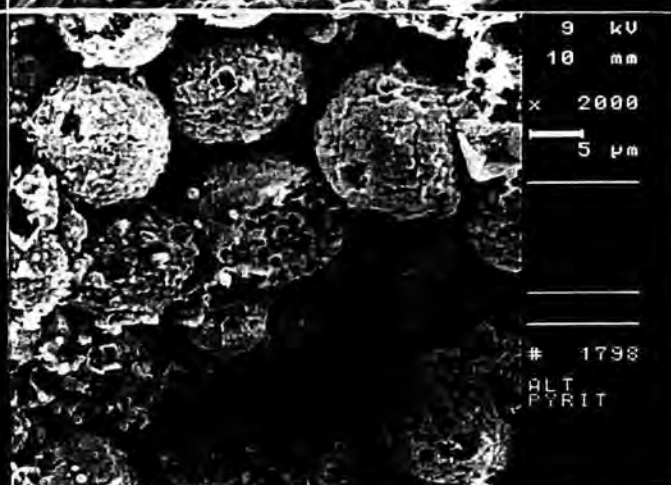
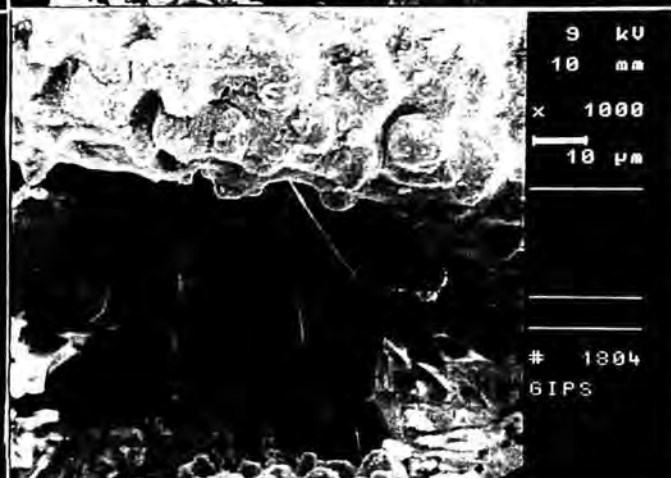
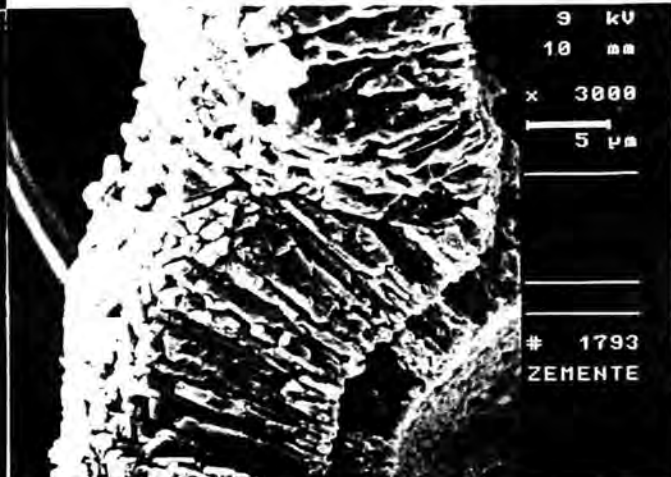
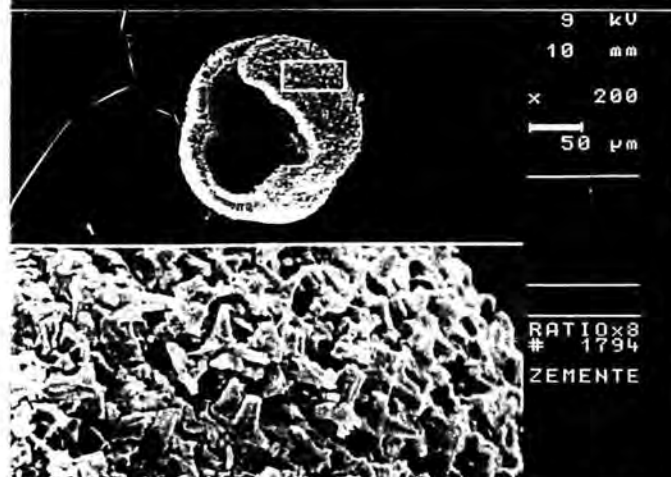
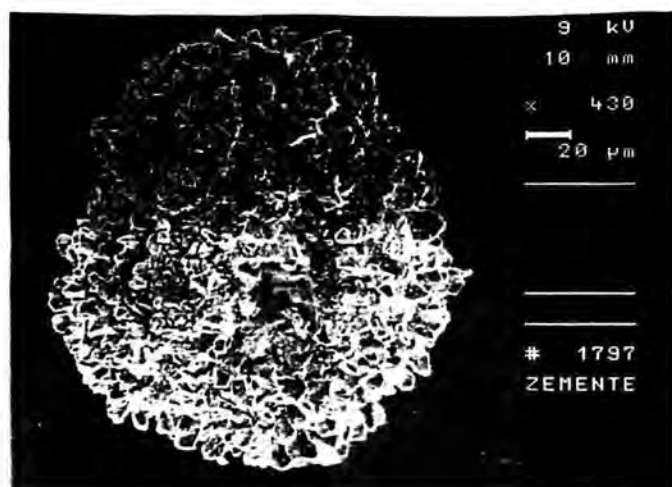
4. *N. atlantica* mit sekundären
Gipsprezipitaten im und auf
dem Gehäuse
(Probe 646B-26X-1-29)

5. Ausschnittsvergrößerung des
Mündungsbereiches von *N. atlantica*
mit Gipsausfällungen
(Probe 646B-26X-1-29)

6. "Frischer" framboidaler
Pyrit (Probe 646A-10H-2-123)

7. Alterierter framboidaler
Pyrit (Probe 646B-26X-1-29)

Tafel 3



Tafel 4



«*N. pachyderma*
-kristallin- (200µm)



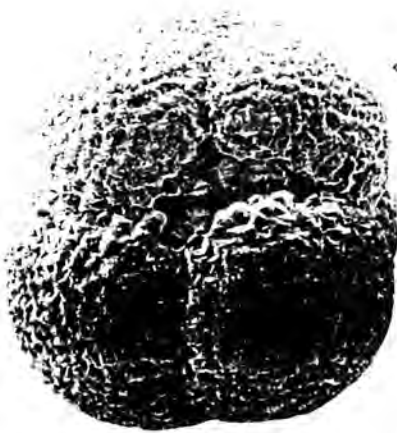
N. pachyderma»
-retikulat- (350µm)



«*N. pachyderma*
(300µm)



N. atlantica-pachyderma»
"intergrade" (280µm)



«*N. atlantica* sin.
(360µm)



N. atlantica sin.»
(400µm)



«*N. atlantica* dex.
(420µm)



N. incompta»
(230µm)

Tafel 5



«*G.bulloides*
(470μm)



T.quinqueloba»
(190μm)



«*G.inflata*
(600μm)



G.truncatulinoides»
(500μm)



«*G.scitula*
(210μm)



G.glutinata»
(260μm)



«*G.uvula*
(125μm)



O.universa»
(490μm)

Datenanhang

Tab.A1: Größe, Morphotyp und Lösungsindex von *N. pachyderma* in den Oberflächensedimenten des Nordatlantiks und des Europäischen Nordmeeres

23414	Größe (µm)	Krist. Kammern	Retik. Kammern	LI	23419	Größe (µm)	Krist. Kammern	Retik. Kammern	LI	SO 82-2	Größe (µm)	Krist. Kammern	Retik. Kammern	LI	LO09-16	Größe (µm)	Krist. Kammern	Retik. Kammern	LI	23359	Größe (µm)	Krist. Kammern	Retik. Kammern	LI
150.7	4	0	0	0	257.9	2.5	1.5	1.5	0	272.5	3.5	1.5	1.5	2	297.9	3	3	1	1	219.8	3.5	1.5	1	1
228.9	4	0	0	1	259.8	3	1.5	1.5	1	223.4	3.5	3.5	0.5	0	270.7	3.5	3.5	0.5	1	214.3	4	0	1	1
179.8	3	1	1	1	247.0	2.5	1.5	1.5	0	227.1	2.5	1.5	1.5	1	339.7	1.5	1.5	3.5	1	248.9	3	1	1	1
205.3	3	1	1	1	234.3	3	3	3	1	234.3	3	3	1.5	0	243.4	3	3	2	1	243.4	3.5	1.5	1	1
192.5	3.5	0.5	0.5	0	219.8	3	3	2	1	265.2	3	3	1	2	252.5	2	2	2.5	0	248.9	2.5	2	1	1
201.6	4	0	0	1	272.5	4	0	0	1	268.8	3	3	1	1	261.6	4	4	1	2	245.2	2.5	1.5	0	1
214.3	3	1	1	1	227.1	3.5	1	1	0	290.6	2	2	2	1	287.0	1.5	1.5	2.5	1	281.6	2	2	1	1
190.7	3	1	1	0	270.7	3	3	1	0	277.9	2.5	2.5	2.5	1	310.6	2.5	2.5	1.5	2	198.0	4	0	1	1
223.4	4.5	0	0	0	236.1	3	3	1	1	238.0	3	3	1	1	259.8	3.5	3.5	1.5	2	230.7	3	1.5	1	1
281.6	3.5	0.5	0.5	1	250.7	3	3	1.5	1	243.4	3.5	3.5	1	1	287.0	2	2	2	3	254.3	2	3	1	1
					288.8	3	3	1.5	1	328.8	2	2	2.5	1	268.8	2.5	2.5	1.5	2	225.2	3	1	0	1
					225.2	2.5	2.5	1.5	1	230.7	2	2	2	1	270.7	3	3	1.5	1	268.8	1	3.5	1	1
					296.1	2	2	2	1	272.5	3	3	1	1	276.1	4	4	0	1	179.8	2	2	1	1
					243.4	3.5	0.5	0.5	1	263.4	3.5	3.5	1	1	263.4	3.5	3.5	1.5	1	170.7	3	1	1	1
					316.1	2.5	2.5	2.5	1	307.0	3	3	2	2	265.2	3.5	3.5	1.5	1	210.7	2	2	1	1
					297.9	1.5	2.5	2.5	1	272.5	2	2	2	1	268.8	1.5	1.5	2.5	1	218.0	3	1	1	1
					248.9	3.5	0.5	0.5	1	297.9	2	2	2	0	276.1	3.5	3.5	1	2	285.2	2	2	1	1
					288.8	3.5	1	1	1	203.4	3	3	1	0	225.2	3.5	3.5	0.5	2	208.9	3	1	0	1
					223.4	3	1	1	0	327.0	1	1	3	1	279.7	2	2	2	1	156.2	2.5	1.5	1	1
					287.0	3	1.5	1.5	0	299.7	2.5	2.5	1.5	1	218.0	3.5	3.5	0.5	2	245.2	5	0	1	1
					223.4	3	1	1	2	287.0	2	2	2	1	312.5	2.5	2.5	2.5	1	257.9	2	2	1	1
					216.2	4	0	0	1	205.3	2.5	2.5	1.5	0	205.3	2	2	2	0	234.3	2.5	2	0	1
					259.8	4	0	0	0	194.4	3.5	3.5	0.5	1	241.6	3.5	3.5	0.5	1	256.1	0.5	3.5	1	1
					283.4	3	1.5	1.5	0	261.6	1.5	1.5	2.5	1	234.3	4	4	0	1	270.7	2.5	2	1	1
					230.7	2.5	1.5	1.5	1	276.1	2.5	2.5	1.5	1	219.8	3	3	1	2	227.1	3	1	0	1
					225.2	3.5	0.5	0.5	1	285.2	3	3	1	0	243.4	1.5	1.5	2.5	1	239.8	2.5	1.5	1	1
					257.9	2	2	2	1	216.2	3	3	1	1						221.6	2.5	1.5	1	1
					299.7	3.5	1	1	1	317.9	3.5	3.5	1.5	1						247.0	1.5	2.5	0	1
					307.0	3	2	2	1	212.5	2	2	2	0						203.4	2	2	1	1
					259.8	2.5	1.5	1.5	2	221.6	3.5	3.5	0.5	0						178.0	1	3	1	1
					254.3	3	1	1	1	256.1	2.5	2.5	1.5	1						252.5	3	1	1	1
					223.4	4	0	0	1	256.1	3	3	2	1						239.8	2	2	1	1
					201.6	4	0	0	0											279.7	0	5	1	1
					212.5	3.5	0.5	0.5	0											181.6	2	2	1	1
					192.5	4	0	0	1											241.6	1.5	2.5	1	1

Tab.A1: Größe, Morphotyp und Lösungsindex von *N. pachyderma* in den Oberflächensedimenten des Nordatlantiks und des Europäischen Nordmeeres

23069 Größe (µm)	Krist. Kammern	Retik. Kammern	LI	23071 Größe (µm)	Krist. Kammern	Retik. Kammern	LI	23063 Größe (µm)	Krist. Kammern	Retik. Kammern	LI	23455 Größe (µm)	Krist. Kammern	Retik. Kammern	LI	2200 Größe (µm)	Krist. Kammern	Retik. Kammern	LI
252.5	2.5	1.5	1	172.6	3.5	0.5	2	250.7	2	2	1	223.4	2.5	1.5	1	227.1	1.5	2.5	1
265.2	2	2	1	285.2	2.5	2.5	1	190.7	4	0	1	228.9	3.5	0.5	2	241.6	3	1.5	1
261.6	1.5	2.5	1	279.7	1.5	2.5	1	234.3	4	1	1	285.2	3	1.5	1	287.0	3.5	0.5	1
179.8	3	1	0	232.5	2.5	1.5	1	290.6	2.5	2.5	1	245.2	2	2	1	205.3	3.5	0.5	2
228.9	1	3	1	254.3	2	2	1	238.0	2.5	1.5	1	277.9	2.5	2.5	2	290.6	2	2	1
250.7	0	4	1	227.1	3.5	0.5	1	288.8	0.5	3.5	1	257.9	3	1	1	239.8	2.5	1.5	1
234.3	4	1	1	270.7	1	3	1	257.9	4	0	1	239.8	3	1	1	236.1	4	0	1
250.7	2.5	1.5	1	263.4	3.5	1.5	2	203.4	3	1	1	248.9	3.5	1.5	0	274.3	2	2	1
225.2	3	2	1	225.2	2	2	1	265.2	3	1	2	283.4	2	2	1	270.7	2.5	1.5	1
192.5	2.5	1.5	0	259.8	2	2	1	218.0	2	2	1	221.6	4	0	0	283.4	3	1	3
225.2	1.5	2.5	0	208.9	4	0	1	285.2	3	2	1	210.7	1.5	2.5	1	250.7	2.5	1.5	1
187.1	2.5	1.5	1	201.6	3	1	1	254.3	2	2.5	2	245.2	3.5	0.5	0	257.9	2	2	1
165.3	4	0.5	0	274.3	2	2	1	276.1	2	2	1	245.2	1	3	1	241.6	3	1	1
227.1	2.5	1.5	1	190.7	2	2	0	292.5	3	1	2	283.4	2.5	2.5	1	268.8	3.5	0.5	3
263.4	2.5	1.5	1	247.0	2.5	1.5	1	212.5	2	2	2	234.3	3	1	1	250.7	4	0	2
267.0	1	4	1	296.1	1	3	1	270.7	3	1	0	232.5	2.5	1.5	1	214.3	4	0	2
225.2	3.5	0.5	1					279.7	2.5	2.5	1	274.3	2	2	1	328.8	2.5	1.5	1
192.5	3	1	1					214.3	2.5	1.5	0	218.0	2.5	1.5	0	274.3	2.5	1.5	1
254.3	3	2	1					225.2	4	0	2	283.4	1	3	1	252.5	3.5	0.5	2
221.6	3.5	1	1					265.2	2.5	1.5	1	208.9	2.5	1.5	1	297.9	4	0	2
236.1	2	2	1					281.6	2	2	1	250.7	3	1	1	250.7	2.5	1.5	1
279.7	1.5	3.5	1									221.6	2	2	1	277.9	2.5	1.5	1
225.2	2	2.5	1									268.8	4	0	1	216.2	4	0	1
196.2	2	2	1									276.1	3	1.5	0	292.5	3	1	1
183.5	2.5	2	0									274.3	2	2	1	261.6	3.5	1.5	1
221.6	2.5	2	0									241.6	2	2	1	254.3	3.5	1	1
259.8	2.5	2.5	1																
190.7	4	0.5	0																
172.6	3	0.5	1																
188.9	3.5	0.5	1																

Tab.A1: Größe, Morphotyp und Lösungsindex von *N. pachyderma* in den Oberflächensedimenten des Nordatlantiks und des Europäischen Nordmeeres

21902 Größe (µm)	Krist. Kammern	Retik. Kammern	LI	21906 Größe (µm)	Krist. Kammern	Retik. Kammern	LI	21880 Größe (µm)	Krist. Kammern	Retik. Kammern	LI	21914 Größe (µm)	Krist. Kammern	Retik. Kammern	LI	21864 Größe (µm)	Krist. Kammern	Retik. Kammern	LI
199.8	3.5	0.5	2	276.1	1	3	1	345.2	0	4	1	257.9	2.5	1.5	1	287.0	3.5	1.5	1
294.3	1	3	1	238.0	1.5	2.5	1	272.5	2	2	1	261.6	2	2	0	196.2	4	0	1
239.8	2.5	1.5	2	198.0	2	2	1	261.6	2.5	1.5	2	267.0	3	1	1	265.2	3	1.5	1
288.8	2.5	1.5	1	178.0	2	2	1	238.0	2	2	2	279.7	2	2	1	283.4	2	2	2
223.4	4	0	2	256.1	3.5	0.5	1	276.1	1	3	2	274.3	2	2	1	232.5	4	0	2
248.9	2	2	1	225.2	0.5	3.5	1	325.2	2	2.5	1	245.2	3.5	0.5	1	287.0	3	2	0
257.9	3	1	1	256.1	1	3	2	301.5	2	2.5	1	252.5	3	1	2	228.9	3.5	0.5	1
247.0	3	1	1	227.1	2	2	1	267.0	2	2	2	297.9	2.5	1.5	2	283.4	2.5	1.5	1
210.7	4	0	1	170.7	4	0	1	252.5	2	2	2	248.9	4	0	1	248.9	3	1	1
247.0	3	1	1	241.6	1	3	1	239.8	2	2.5	1	299.7	3.5	1.5	0	319.7	1	3	1
234.3	2.5	1.5	2	223.4	1.5	2.5	1	279.7	2	2	1	245.2	3	1.5	1	223.4	4	0	1
208.9	3.5	0.5	2	272.5	0	4	1	272.5	2.5	1.5	2	279.7	3	1.5	1	279.7	1.5	2.5	0
216.2	3	1	1	210.7	1.5	2.5	2	208.9	3	1	2	238.0	3	1	1	187.1	3	1	1
250.7	3	1.5	2	316.1	1	4	1	301.5	0.5	3.5	1	199.8	3	1	1	296.1	1	3	2
227.1	4	0	1	265.2	1	3	1	248.9	2	2	1	256.1	2	2	1	297.9	1.5	2.5	1
265.2	3	1	1	230.7	2	2	0	263.4	2	2	2	201.6	2	2	1	279.7	3	1	2
261.6	2.5	1.5	2	265.2	2.5	1.5	1	268.8	3	1	1	248.9	3.5	1	2	263.4	2.5	1.5	1
230.7	2	2	1	267.0	1.5	2.5	1	259.8	2.5	1.5	2	314.3	1	3	1	261.6	2	2.5	0
279.7	1.5	2.5	1	310.6	1	3.5	1	243.4	1.5	2.5	2	267.0	2	2	2	292.5	2	2	2
152.6	3.5	0.5	2	178.0	3	1	1	287.0	3	2	1	210.7	4	0	1	281.6	3.5	1	2
252.5	3	1	2					283.4	2.5	1.5	1	270.7	4	1	1	301.5	0.5	3.5	1
239.8	3	1	2					247.0	2.5	1.5	2	263.4	3.5	0.5	1	230.7	3.5	0.5	1
221.6	3.5	0	2					236.1	1.5	2.5	3	257.9	4	1	3	288.8	2	2	1
234.3	2.5	1.5	1					236.1	2	2	1	228.9	3	1	1				
207.1	4	0	1					283.4	1	3	1	256.1	3.5	0.5	2				
								268.8	3	1	2	261.5	2.5	1.5	1				
								277.9	1.5	2.5	1								

Bohrung 552 (Rockall-Plateau)

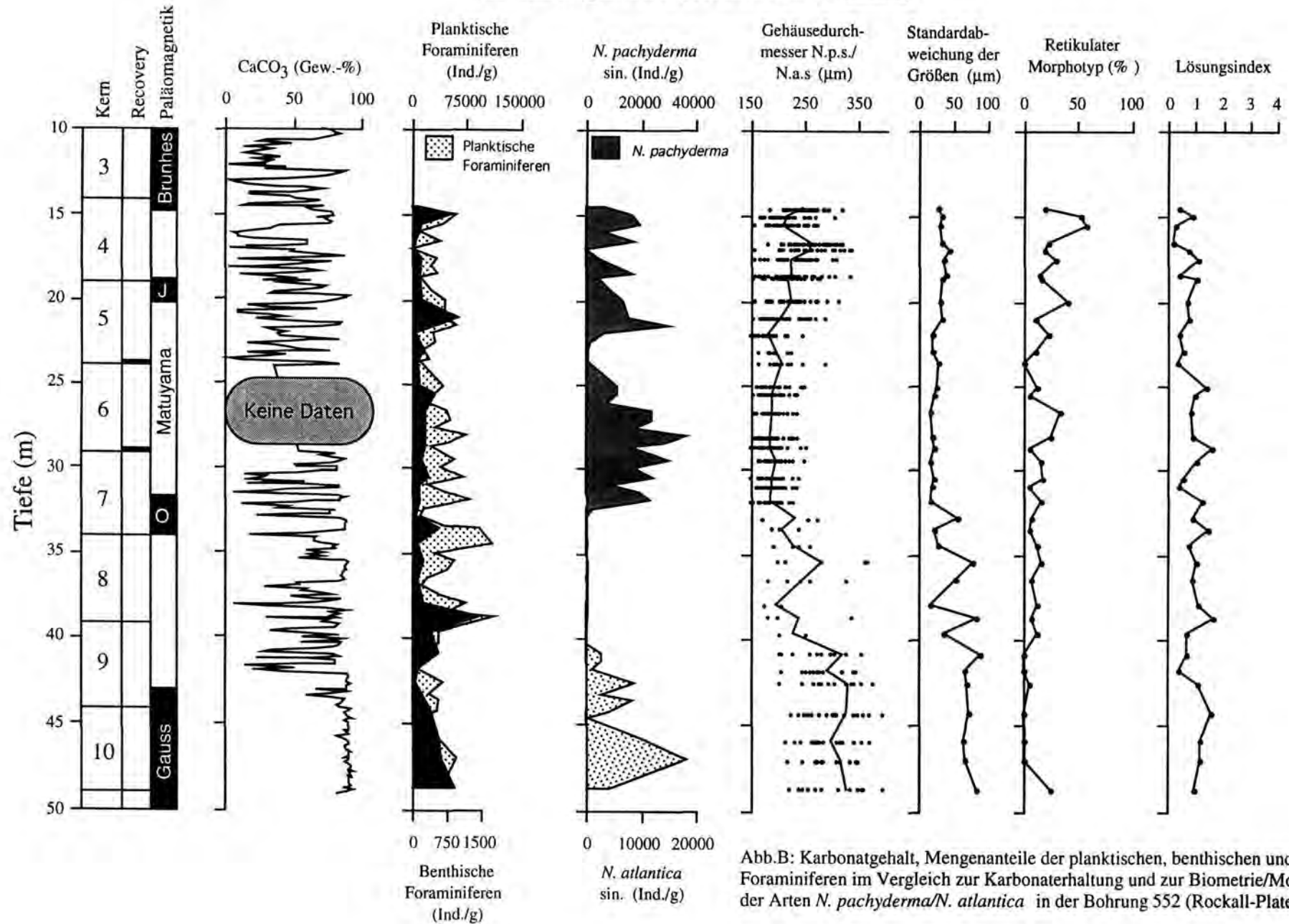


Abb.B: Karbonatgehalt, Mengenanteile der planktischen, benthischen und polaren Foraminiferen im Vergleich zur Karbonaterhaltung und zur Biometrie/Morphometrie der Arten *N. pachyderma*/*N. atlantica* in der Bohrung 552 (Rockall-Plateau).

Tab.B1: Foraminiferenvergesellschaftung (Bohrung 552)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio.J.)	Benthos Ind./g	Plankton Ind./g	N.p. Ind./g	N.L. Ind./g	N.a.s.in. Ind./g	N.a.dox. Ind./g	Gl.b. Ind./g	Gl.q. Ind./g	Gr.l. Ind./g	Gr.t. Ind./g	Gr.s. Ind./g	Gg.g. Ind./g	Gq.u. Ind./g	Or.u. Ind./g	Div. Ind./g
4H-1-49.5	14.51	0.775	24.71	8203.86	6671.81	617.76	0.00	0.00	98.84	518.92	24.71	0.00	0.00	24.71	24.71	0.00	222.39
4H-1-98.5	15.00	0.801	833.88	60372.64	17011.07	6671.01	0.00	0.00	8839.09	18011.73	2001.30	166.78	3502.28	2835.18	0.00	166.78	1167.43
4H-1-146.5	15.48	0.826	170.10	42354.82	19561.46	4932.89	0.00	0.00	2891.69	7484.39	1871.10	0.00	1190.70	1871.10	170.10	170.10	2211.30
4H-2-49.5	16.01	0.854	38.56	9792.77	5937.35	231.33	0.00	0.00	616.87	2159.04	154.22	0.00	77.11	462.65	38.55	0.00	115.66
4H-2-103.5	16.55	0.883	84.77	38993.38	17547.02	2797.35	0.00	0.00	2882.12	6781.46	3051.66	0.00	678.15	3729.80	169.54	0.00	1356.29
4H-2-143.5	16.95	0.904	9.29	214.24	164.09	7.43	0.00	0.00	12.38	15.48	5.57	0.00	0.62	4.95	0.00	0.00	3.72
4H-3-51.5	17.33	0.934	175.34	3394.10	5084.93	11134.25	0.00	0.00	4646.58	4997.26	2890.82	87.67	1052.05	3068.49	0.00	0.00	789.04
4H-3-97.5	17.99	0.958	233.43	25911.55	10271.12	3579.33	0.00	0.00	4046.20	4124.01	1011.85	0.00	311.25	1867.48	77.81	0.00	622.49
4H-3-146.5	18.48	0.994	167.87	35420.33	16702.95	3105.47	0.00	0.00	4616.39	8477.38	83.93	0.00	503.61	1510.82	0.00	0.00	419.67
4H-4-14.5	18.67	0.994	131.62	9970.18	4343.44	1217.48	0.00	0.00	1250.39	1184.58	296.14	0.00	394.86	1184.58	0.00	0.00	98.71
5H-1-48.5	19.50	1.038	491.36	27909.40	8991.94	3193.86	0.00	0.00	3930.90	8844.53	589.64	0.00	49.14	1768.91	0.00	0.00	540.50
5H-1-98.5	20.00	1.064	177.16	44379.24	13375.78	6023.53	0.00	0.00	9212.46	7263.67	2391.70	354.33	797.23	2746.02	88.58	88.58	2037.37
5H-2-50.5	21.02	1.123	1002.14	43911.74	15214.23	2824.20	0.00	0.00	2095.37	20042.70	1548.75	0.00	455.52	1184.34	91.10	0.00	455.52
5H-2-94.5	21.46	1.149	259.90	60686.29	30538.07	10006.09	0.00	0.00	4908.12	7926.90	1298.49	0.00	1559.39	2988.83	0.00	0.00	1559.39
5H-2-147.5	21.99	1.180	65.31	29191.84	5877.55	4244.90	0.00	0.00	2481.63	13387.76	653.06	0.00	130.61	1567.35	0.00	0.00	848.98
5H-3-50.5	22.52	1.211	273.07	33041.07	1501.87	15155.20	0.00	0.00	2048.00	6280.53	2457.60	0.00	1092.27	2867.20	0.00	0.00	1638.40
5H-3-100.5	23.02	1.240	221.33	17042.07	221.33	9221.90	0.00	0.00	811.53	4131.41	1327.95	73.78	368.88	516.43	73.78	0.00	295.10
5H-3-148.5	23.50	1.268	94.12	24188.24	668.82	6776.47	0.00	0.00	3388.24	5835.29	4328.41	94.12	752.94	0.00	0.00	0.00	2258.82
5H-4-18.5	23.70	1.280	97.22	10952.91	583.29	3791.39	0.00	0.00	1166.58	3272.91	1231.39	32.41	97.22	226.84	0.00	0.00	550.89
6H-1-98.5	25.08	1.361	161.51	42316.72	11305.99	13082.65	0.00	0.00	5653.00	5006.94	2422.71	0.00	161.51	3391.80	161.51	161.51	969.09
6H-1-145.5	25.56	1.389	500.73	31483.62	11454.28	4569.19	0.00	0.00	2378.48	6008.80	2002.93	0.00	375.55	3943.28	0.00	0.00	751.10
6H-2-50.5	26.11	1.421	114.29	22590.48	7085.71	3009.52	0.00	0.00	1485.71	7200.00	1447.62	0.00	192.38	1447.62	0.00	0.00	761.90
6H-2-98.5	26.59	1.449	264.60	47363.31	23615.50	3704.39	0.00	0.00	6681.14	6945.74	2513.70	0.00	0.00	2513.70	0.00	0.00	1323.00
6H-2-145.5	27.17	1.482	231.67	23978.28	7066.06	7066.06	0.00	0.00	8108.60	3243.44	0.00	0.00	463.35	2065.07	0.00	0.00	579.19
6H-3-48	27.59	1.507	51.10	32753.69	17322.16	1379.64	0.00	0.00	4803.19	5160.88	1277.45	0.00	255.49	1890.62	0.00	0.00	664.27
6H-3-98	28.10	1.537	286.57	75271.64	36776.12	4871.64	0.00	0.00	10698.51	11090.60	3247.76	0.00	477.61	6208.96	0.00	0.00	1910.45
6H-3-143	28.48	1.559	86.41	50379.07	27738.73	3024.47	0.00	0.00	6740.25	6135.36	1382.62	0.00	345.65	3975.02	0.00	0.00	1036.96
6H-4-8	28.70	1.572	262.79	27330.03	15767.32	2365.10	0.00	0.00	2715.48	2102.31	1226.35	0.00	175.19	2627.89	0.00	0.00	350.38
7H-1-50	29.51	1.619	177.16	59260.90	30029.07	3100.35	0.00	0.00	2746.02	13730.10	974.39	442.91	895.81	5946.37	0.00	88.58	1417.30
7H-1-100	30.01	1.648	207.71	40606.90	17759.03	2907.91	0.00	0.00	7477.48	7581.34	1557.81	0.00	726.98	1453.96	0.00	0.00	1142.39
7H-1-148	30.49	1.676	343.91	70502.10	24761.71	8425.86	0.00	0.00	19603.02	6190.43	2751.30	0.00	2235.43	5330.65	0.00	0.00	1203.69
7H-2-52	31.03	1.708	160.33	20496.03	9353.82	1095.62	0.00	0.00	2912.73	4569.52	534.45	0.00	133.61	1175.78	0.00	0.00	721.50
7H-2-98	31.49	1.734	135.99	45964.41	19310.49	1903.85	0.00	0.00	8567.33	11559.10	1087.92	0.00	543.96	1631.87	0.00	0.00	1359.89
7H-2-143	31.94	1.761	151.48	79527.96	23479.29	9846.15	151.48	0.00	13936.09	19995.27	5604.73	0.00	1969.23	1666.27	0.00	0.00	2879.44
7H-3-47	32.48	1.798	278.26	15026.09	2086.96	4452.17	0.00	0.00	3756.52	2017.39	556.52	0.00	208.70	1600.00	0.00	0.00	347.83
7H-3-90	32.91	1.831	61.89	10169.86	187.55	3032.39	0.00	0.00	990.17	3011.76	1134.57	20.63	866.40	783.88	103.14	20.63	61.89
7H-3-146	33.47	1.872	187.55	45386.08	207.55	19410.99	0.00	0.00	12665.57	4032.23	1125.27	0.00	2438.10	4032.23	0.00	0.00	1031.50
7H-4-3	33.55	1.878	579.62	91966.79	193.21	47529.06	0.00	0.00	17002.26	9853.58	3091.32	0.00	3284.53	8114.72	0.00	386.42	1932.08
8H-1-49.5	34.51	1.950	113.78	111616.00	227.56	45511.11	0.00	0.00	21845.33	19342.22	5120.00	113.78	588.89	11946.67	1137.78	113.78	5888.89
8H-1-103	35.03	1.989	459.19	31837.37	153.06	10867.56	0.00	0.00	4132.74	8418.54	1224.51	0.00	0.00	1836.77	153.06	0.00	5051.12
8H-1-146	35.47	2.022	221.89	59243.34	221.89	28623.19	221.89	443.77	6212.78	13756.88	2884.51	0.00	665.66	3328.28	0.00	0.00	2884.51
8H-2-54	36.05	2.065	119.35	48335.66	596.74	21840.56	238.69	119.35	2267.67	14679.72	954.78	0.00	1193.47	5131.93	238.69	0.00	1074.13
8H-2-103	36.54	2.102	110.70	20590.70	0.00	9631.14	332.11	1217.73	1328.43	3874.59	1328.43	0.00	1217.73	664.22	110.70	110.70	774.92
8H-2-147	36.98	2.135	232.90	12814.56	291.24	3844.37	116.50	174.74	1514.45	2329.92	737.22	0.00	1106.71	931.97	291.24	0.00	1456.20
8H-3-50	37.51	2.175	376.82	38623.74	565.23	15261.09	188.41	188.41	327.72	9232.01	188.41	0.00	4521.60	3579.76	0.00	0.00	2260.90
8H-3-100	38.01	2.212	231.15	73159.37	231.15	37099.77	57.79	57.79	6125.51	13060.05	115.58	0.00	5778.78	6241.08	0.00	346.73	4045.15
8H-4-23	38.74	2.267	1451.69	114125.19	223.34	51590.84	0.00	335.01	20232.66	15856.92	0.00	0.00	12395.20	9268.48	111.67	0.00	4020.07
9H-1-69	39.70	2.338	377.51	36193.92	94.36	17271.15	47.19	1184.58	7502.31	8950.13	0.00	0.00	1698.80	3397.60	0.00	47.19	1132.53
9H-1-130	40.31	2.384	96.79	36662.04	96.79	15582.61	96.79	193.57	8420.42	5807.18	0.00	0.00	580.72	4258.60	193.57	0.00	1451.80

Tab.B1: Foraminiferenvergesellschaftung (Bohrung 552)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio.J.)	Benthos Ind./g	Plankton Ind./g	N.p. Ind./g	N.l. Ind./g	N.a.sin. Ind./g	N.a.dex. Ind./g	Gl.b. Ind./g	Gl.q. Ind./g	Gr.l. Ind./g	Gr.l. Ind./g	Gr.s. Ind./g	Gg.g. Ind./g	Gg.u. Ind./g	Or.u. Ind./g	Div. Ind./g
9H-2- 40	40.91	2.429	544.68	24782.98	138.17	544.68	2859.57	680.85	11165.96	6400.00	0.00	0.00	408.51	1770.21	0.00	136.17	680.85
9H-2- 85	41.36	2.462	135.81	9574.54	169.76	645.09	2580.37	101.86	1629.71	1595.76	0.00	0.00	135.81	814.85	0.00	0.00	1901.33
9H-2-134	41.85	2.499	118.52	8770.37	355.56	59.26	1125.93	0.00	1837.04	4207.41	0.00	0.00	0.00	888.89	0.00	0.00	296.30
9H-3- 58	42.59	2.554	84.21	42189.47	252.63	9010.53	8589.47	2610.53	6821.05	9431.58	0.00	84.21	0.00	3200.00	84.21	84.21	2021.05
9H-3-124	43.25	2.606	263.24	23954.76	658.10	5922.88	2895.63	2764.01	1842.67	6580.98	0.00	0.00	0.00	1052.96	0.00	0.00	2237.53
9H-4- 9	43.60	2.644	155.86	37094.67	935.16	2337.90	8416.44	155.86	7948.86	7793.00	0.00	0.00	779.30	4364.08	0.00	0.00	4364.08
10H-1- 30	44.31	2.723	417.11	33890.02	104.28	6569.45	4066.80	417.11	12304.68	5943.79	0.00	0.00	729.94	2189.82	0.00	0.00	1564.15
10H-1- 62	44.63	2.759	333.33	8000.00	166.67	1200.00	366.67	133.33	1133.33	2500.00	0.00	0.00	33.33	900.00	0.00	0.00	1566.67
10H-2- 38	45.89	2.898	546.86	38143.66	546.86	9570.09	10663.82	2187.45	4785.05	4374.90	0.00	0.00	0.00	1640.59	0.00	0.00	4374.90
10H-3- 5	47.06	3.028	608.62	60709.66	456.46	1521.55	18410.70	5934.03	16280.53	6542.64	0.00	0.00	760.77	6086.18	0.00	0.00	4716.79
10H-4- 16	48.67	3.154	916.47	38613.84	549.88	3177.09	4032.46	61.10	10020.05	10508.83	0.00	0.00	1221.96	5987.59	61.10	122.20	2871.60

Tab.B2: Größe, Morphotyp und Lösungsindex von *N. pachyderma*/*N. atlantica* (Bohrung 552)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio.J.)	Mittelwert (μm)	Standardab- weichung (μm)	Lösungsindex	Reitkriter Morphotyp (%)
4H-1- 49,5	14.51	0.775	245.44	27.93	0.44	19.44
4H-1-98,5	15.00	0.801	216.53	35.43	0.88	53.13
4H-1-146,5	15.48	0.826	212.31	31.33	0.29	58.82
4H-2-103,5	16.55	0.883	261.69	34.80	0.17	22.86
4H-2-143,5	16.95	0.904	261.00	45.04	0.75	18.75
4H-3-51,5	17.53	0.934	224.93	36.66	1.11	30.56
4H-3-146,5	18.48	0.984	226.30	40.54	0.42	13.89
4H-4-14,5	18.67	0.994	216.46	34.40	1.03	16.13
5H-1- 98,5	20.00	1.064	226.58	32.54	0.69	40.00
5H-2-50,5	21.02	1.123	204.55	33.32	0.78	11.11
5H-2-147,5	21.99	1.180	182.38	20.45	0.42	22.58
5H-3-100,5	23.02	1.240	195.64	18.97	0.54	11.54
5H-4- 18,5	23.70	1.280	206.96	29.75	0.33	0.00
6H-1-98,5	25.09	1.361	193.79	25.67	1.40	13.33
6H-1-145,5	25.56	1.389	188.86	22.41	0.97	6.06
6H-2- 98,5	26.59	1.449	190.00	17.70	0.85	33.33
6H-3- 98	28.10	1.537	187.03	19.53	0.89	24.32
6H-4-8	28.70	1.572	186.62	21.96	1.58	5.56
7H-1- 50	29.51	1.619	197.69	18.81	1.03	16.13
7H-1-148	30.49	1.676	190.23	22.11	0.58	18.18
7H-2- 52	31.03	1.708	189.07	20.02	0.44	5.88
7H-2-143	31.94	1.761	187.83	18.29	1.29	16.13
7H-3- 90	32.91	1.831	231.90	55.31	0.93	7.14
7H-4-3	33.55	1.878	208.87	24.42	1.48	4.76
8H-1- 49,5	34.51	1.950	227.95	28.00	0.78	13.04
8H-1-146	35.47	2.022	283.02	77.86	1.08	16.67
8H-2-103	36.54	2.102	244.86	53.29	0.87	6.67
8H-3-100	38.01	2.212	195.60	18.38	1.13	12.90
8H-4-23	38.74	2.267	239.77	85.47	1.67	6.67
9H-1- 69	39.70	2.338	227.05	35.99	0.71	11.76
9H-2- 40	40.91	2.429	319.76	88.69	0.69	0.00
9H-2-134	41.85	2.499	293.75	66.61	0.42	0.00
9H-3- 58	42.59	2.554	331.64	70.18	1.10	5.00
10H-1- 30	44.31	2.723	329.03	74.34	1.61	0.00
10H-2- 38	45.89	2.898	300.68	63.69	1.17	0.00
10H-3-5	47.06	3.028	317.95	68.62	1.21	0.00
10H-4- 16	48.67	3.154	326.01	83.71	1.00	25.00

Tab.B3: Maximaler Gehäusedurchmesser von *N. pachyderma*/N. atlantica (Bohrung 552)

Probe	4H-1-49.5	4H-1-98.5	4H-1-146.5	4H-2-103.5	4H-2-143.5	4H-3-51.5	4H-3-146.5	4H-4-14.5	5H-1-98.5	5H-2-50.5	5H-2-147.5	5H-3-100.5	5H-4-18.5	6H-1-98.5	6H-1-145.5	6H-2-98.5	6H-3-98	6H-4-8	7H-1-50	7H-1-148	7H-2-52
Tiefe (m)	14.51	15.00	15.48	16.55	16.95	17.53	18.48	18.67	20.00	21.02	21.98	23.02	23.70	25.09	25.56	28.59	28.10	28.70	29.51	30.49	31.03
Alter (Mio.J.)	0.775	0.801	0.826	0.883	0.904	0.934	0.984	0.984	1.064	1.123	1.180	1.240	1.280	1.361	1.389	1.449	1.537	1.572	1.619	1.676	1.708
Größe (µm)																					
1	238.0	230.7	225.2	305.2	323.4	261.6	216.2	192.5	259.8	221.6	159.8	216.2	207.1	170.7	219.8	174.4	188.9	168.9	227.1	199.8	207.1
2	267.0	227.1	201.6	292.5	158.0	274.3	227.1	261.6	218.0	194.4	214.3	185.3	285.2	201.6	178.0	176.2	172.6	194.4	203.4	168.9	199.8
3	292.5	216.2	238.0	248.9	299.7	307.0	230.7	277.9	290.6	236.1	172.6	190.7	192.5	247.0	185.3	203.4	192.5	190.7	214.3	236.1	178.0
4	285.2	212.5	252.5	210.7	314.3	181.6	225.7	247.0	185.3	250.7	179.8	223.4	196.2	159.8	190.7	194.4	167.1	181.6	176.2	161.7	176.2
5	257.9	247.0	223.4	287.0	272.5	205.3	179.8	276.1	187.1	176.2	178.0	218.0	161.7	174.4	168.9	218.0	159.8	250.7	205.3	168.9	201.6
6	212.5	256.1	183.5	205.3	316.1	218.0	225.2	227.1	216.2	241.6	178.0	194.4	218.0	172.6	188.9	190.7	223.4	167.1	212.5	194.4	168.9
7	228.9	201.6	232.5	267.0	223.4	301.5	238.0	225.2	232.5	287.0	154.4	192.5	183.5	199.8	210.7	156.2	225.2	199.8	199.8	190.7	174.4
8	265.2	198.0	205.3	181.6	334.3	257.9	172.6	239.8	218.0	259.8	190.7	161.7	194.4	165.3	174.4	194.4	179.8	188.9	163.5	194.4	225.2
9	219.8	270.7	234.3	234.4	230.7	179.8	248.9	261.6	236.1	188.9	187.1	194.4	194.4	185.3	172.6	192.5	168.9	185.3	179.8	183.5	194.4
10	272.5	210.7	198.0	223.4	265.2	198.0	179.8	203.4	310.6	268.8	163.5	179.8	198.0	170.7	183.5	201.6	210.7	185.3	185.3	161.7	210.7
11	247.0	174.4	248.9	317.9	337.9	232.5	219.8	188.9	178.2	214.3	150.7		245.2	188.9	194.4	194.4	181.6	198.0	199.8	203.4	208.9
12	183.5	199.8	207.1	259.8	238.0	234.3	208.9	188.9	238.0	152.6	192.5		223.4	245.2	152.6	185.3	208.9	216.2	198.0	188.9	188.9
13	250.7	185.3	192.5	247.0	261.6	239.8	247.0	174.4	228.9	196.2	196.2		205.3	185.3	203.4	203.4	190.7	167.1	167.1	207.1	194.4
14	216.2	198.0	254.3	305.2	203.4	179.8	228.9	225.2	221.6	172.6	176.2		192.5	178.0	168.9	192.5	174.4	207.1	192.5	236.1	183.5
15	218.0	205.3	218.0	307.0	208.9	270.7	265.2	272.5	227.1	212.5	194.4		219.8	219.8	232.5	174.4	187.1	158.0	174.4	208.9	161.7
16	230.7	305.2	270.7	263.4	234.3	167.1	212.5	187.1	158.0	170.7	216.2		245.2	245.2	179.8	192.5	178.0	170.7	227.1	181.6	199.8
17	319.7	268.8	196.2	268.8	314.3	252.5	227.1	261.6	216.2	218.0	188.9		178.0	178.0	165.3	199.8	168.9	187.1	199.8	227.1	159.8
18	236.1	165.3	203.4	261.6	223.4	158.0	250.7	210.7	210.7	188.9	168.9		239.8	239.8	228.9	158.0	208.9	241.6	219.8	199.8	214.3
19	263.4	247.0	181.6	276.1	248.9	208.9	281.6	152.6	248.9	203.4	187.1		192.5	192.5	232.5	208.9	168.9	174.4	199.8	203.4	234.3
20	250.7	170.7	156.2	288.8	207.1	207.1	303.4	198.0	272.5	216.2	156.2		214.3	214.3	228.9	201.6	190.7	187.1	207.1	205.3	178.0
21	256.1	188.9	227.1	243.4	250.7	254.3	252.5	223.4	201.6	172.6	172.6		198.0	198.0	183.5	181.6	219.8	167.1	248.9	165.3	181.6
22	283.4	188.9	218.0	314.3	303.4	174.4	207.1	212.5	257.9	210.7	190.7		221.6	221.6	167.1	194.4	156.0	192.5	203.4	178.0	183.5
23	219.8	205.3	267.0	259.8	238.0	174.4	332.4	172.6	225.2	183.5	163.5		188.9	188.9	187.1	225.2	179.8	161.7	207.1	194.4	192.5
24	270.7	174.4	203.4	263.4	230.7	214.3	294.3	199.8	228.9	214.3	185.3		172.6	172.6	190.7	203.4	178.0	203.4	190.7	185.3	187.1
25	221.6	257.9	201.6	247.0	281.6	245.2	236.1	232.5	225.2	208.9	172.6		192.5	192.5	167.1	183.5	192.5	198.0	185.3	207.1	185.3
26	210.7	268.8	205.3	238.0	263.4	248.9	167.1	212.5	179.8	178.8	190.7		178.0	178.0	165.3	176.2	232.5	174.4	179.8	150.7	163.5
27	225.2	190.7	152.6	297.9	257.9	201.6	174.4	201.6	218.0	167.1	243.4		178.0	178.0	190.7	172.6	187.1	170.7	199.8	161.7	167.1
28	268.8	194.4	272.5	243.4	247.0	243.4	163.5	210.7	236.1	256.1			167.1	167.1	190.7	172.6	187.1	170.7	199.8	161.7	167.1
29	232.5	219.8	221.6	254.3		232.5	205.3	168.9	270.7	152.6			167.1	167.1	174.4	188.9	170.7	181.6	188.9	185.3	187.1
30	261.6		156.2	308.8		243.4	232.5	207.1	247.0	243.4			188.9	188.9	176.2	187.1	178.0	174.4	178.0	167.1	234.3
31	243.4		179.8	294.3		238.0	199.8		239.8	185.3					207.1	181.6	199.8	190.7	196.2		
32	241.6		178.0	228.9		203.4	248.9		185.3	174.4					181.6	232.5	190.7	150.7			
33	210.7		198.0	283.4		203.4	196.2		230.7	192.5					219.8	170.7	194.4				
34	239.8		214.3	210.7		228.9	158.0		205.3	185.3					161.7	159.8	163.5				
35	248.9			219.8		230.7	263.4		205.3	185.3							192.5				
36						230.7	263.4			176.2							161.7				

Bohrung 646 (Labradorsee)

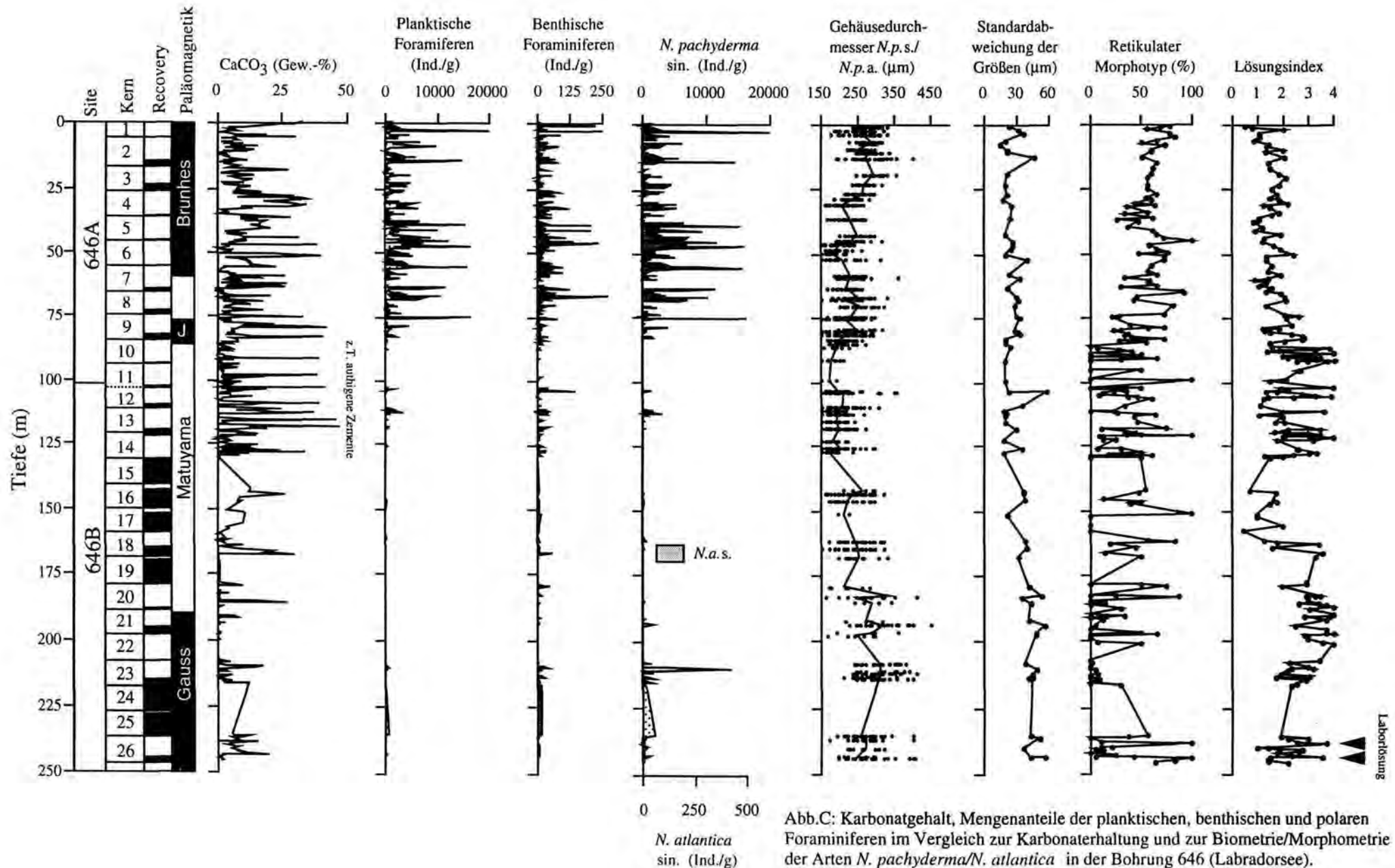


Abb.C: Karbonatgehalt, Mengenanteile der planktischen, benthischen und polaren Foraminiferen im Vergleich zur Karbonaterhaltung und zur Biometrie/Morphometrie der Arten *N. pachyderma*/*N. atlantica* in der Bohrung 646 (Labradorsee).

Tab.C1: Karbonat- und Schwefelgehalte (Bohrung 646)

Kern	Probe	Tiefe (m)	CaCO ₃ (Gew.-%)	S (Gew.-%)
A	9H-3-62	78.02	11.35	0.14
A	9H-3-99	78.39	42.30	0.10
A	9H-4-18	79.08	7.22	0.20
A	9H-4-86	79.76	5.85	0.21
A	9H-4-130	80.20	6.24	0.16
A	9H-5-10	80.50	4.23	0.18
A	9H-5-63	81.03	7.90	0.22
A	9H-5-85	81.25	14.58	0.22
A	10H-1-8	84.18	5.95	0.39
A	10H-1-65	84.75	8.00	0.30
A	10H-2-10	85.70	5.40	0.13
A	10H-2-52	86.12	0.95	0.10
A	10H-2-133	86.93	2.49	0.14
A	10H-3-10	87.20	3.70	0.19
A	10H-3-54	87.64	4.30	0.12
A	10H-4-10	88.70	1.16	0.26
A	10H-5-10	90.20	2.26	0.17
A	10H-5-90	91.00	3.53	0.10
A	10H-5-110	91.20	31.90	0.07
A	10H-6-0	91.60	2.79	0.13
A	10H-6-12	91.72	0.57	0.12
A	11H-1-117	94.97	1.47	0.22
A	11H-4-6	98.17	18.65	0.16
A	11H-4-60	98.71	2.10	0.29
A	11H-4-120	99.31	4.17	0.81
A	11H-6-66	101.77	39.26	0.13
A	11H-6-86	101.97	4.93	0.15
B	12H-1-54	101.94	3.73	0.12
B	12H-1-144	102.84	1.43	0.08
B	12H-2-60	103.50	19.55	0.11
B	12H-2-100	103.90	7.20	0.44
B	12H-3-70	105.10	0.00	1.01
B	12H-3-115	105.55	5.10	0.23
B	12H-4-3	105.93	13.87	0.22
B	12H-5-113	108.53	12.77	0.29
B	13H-1-55	111.65	19.40	0.17
B	13H-1-110	112.20	14.58	0.10
B	13H-2-9	112.69	37.69	0.14
B	13H-2-55	113.15	1.60	0.17
B	13H-2-95	113.55	0.00	0.12
B	13H-3-118	115.28	45.86	0.09
B	13H-4-9	115.69	2.06	0.15
B	13H-5-5	117.15	3.82	0.31
B	13H-5-40	117.50	13.89	0.22
B	13H-5-111	118.21	13.39	0.17
B	13H-6-6	118.66	2.55	0.22
B	13H-6-59	119.19	1.55	0.09
B	14H-1-41	121.21	7.55	0.24
B	14H-1-83	121.63	9.70	0.16
B	14H-1-115	121.95	1.20	0.15
B	14H-2-10	122.40	1.08	0.20
B	14H-2-51	122.81	0.00	0.16
B	14H-3-100	124.80	5.11	0.16
B	14H-4-7	125.37	5.85	0.18
B	14H-4-43	125.73	2.78	0.09
B	14H-4-120	126.50	16.49	0.33
B	14H-5-20	127.00	1.35	2.32
B	14H-5-64	127.44	33.99	0.14
B	14H-5-98	127.78	1.67	0.20
B	14H-5-128	128.08	7.06	0.27
B	14H-6-24	128.54	0.34	0.22
B	16X-1-34	140.44	12.04	0.72

Kern	Probe	Tiefe (m)	CaCO ₃ (Gew.-%)	S (Gew.-%)
B	16X-1-60	140.70	8.50	0.17
B	16X-1-73	140.83	9.15	0.17
B	17X-1-20	150.00	10.23	0.18
B	17X-1-93	150.73	3.49	0.10
B	18X-1-30	159.40	0.04	0.08
B	18X-1-133	160.43	0.68	0.06
B	18X-2-9	160.69	1.47	0.09
B	18X-2-41	161.01	2.79	0.40
B	18X-2-105	161.65	0.37	0.20
B	18X-3-44	162.54	18.38	0.21
B	18X-3-61	162.71	29.51	0.37
B	18X-3-82	162.92	1.09	0.18
B	20X-1-17	178.67	0.00	0.35
B	20X-1-110	179.60	7.20	0.18
B	20X-3-90	182.40	2.67	0.16
B	20X-3-113	182.63	0.69	0.13
B	20X-5-80	185.30	26.95	0.22
B	20X-6-80	186.80	0.00	0.52
B	21X-2-87	190.57	6.58	0.30
B	21X-2-101	190.71	5.05	0.14
B	21X-3-114	192.34	2.14	0.35
B	21X-5-56	194.76	0.03	0.27
B	23X-1-90	208.40	1.13	0.33
B	23X-1-110	208.60	0.00	0.16
B	23X-2-41	209.41	3.67	0.16
B	23X-2-94	209.94	14.54	0.16
B	23X-2-120	210.20	8.97	0.19
B	23X-3-15	210.65	0.19	0.30
B	23X-3-60	211.10	3.51	0.12
B	23X-3-102	211.52	0.40	0.16
B	23X-4-15	212.15	0.18	0.28
B	23X-4-55	212.55	4.87	0.17
B	23X-4-104	213.04	0.00	0.40
B	23X-5-30	213.80	5.89	0.24
B	23X-5-105	214.55	3.18	0.34
B	26X-1-14	236.24	6.80	0.40
B	26X-1-45	236.55	9.40	0.49
B	26X-1-70	236.80	8.03	0.42
B	26X-2-7	237.67	5.56	0.63
B	26X-2-55	238.15	15.85	0.27
B	26X-2-99	238.59	5.33	1.37
B	26X-3-14	239.24	4.48	0.53
B	26X-4-10	240.70	7.54	0.46
B	26X-4-96	241.56	19.80	0.34
B	26X-5-9	242.19	1.93	0.23
B	26X-5-108	243.18	2.01	0.43

Tab.C2: Foraminiferenversgesellschaftung (Bohrung 646)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio.J.)	Benthos Ind./g	Plancton Ind./g	N.p. Ind./g	N.I. Ind./g	N.as.in Ind./g	N.a.dex Ind./g	Glb. Ind./g	Gl.q. Ind./g	Gr.l. Ind./g	Gr.s. Ind./g	Gp.g. Ind./g	Gg.u. Ind./g	Gr.u. Ind./g	Div. Ind./g
9H-3-62	78.95	1.087	22.32	4341.14	4190.48	78.12	0.00	0.00	33.48	22.32	11.16	0.00	5.58	0.00	0.00	0.00
9H-3-99	79.41	1.093	1.14	243.30	213.62	8.52	0.00	0.00	3.41	5.68	0.00	0.00	2.84	9.09	0.00	0.14
9H-3-124	79.73	1.098	14.69	406.48	354.25	3.26	0.00	0.00	16.32	6.53	9.79	0.00	9.79	0.00	6.53	0.00
9H-4-6	79.79	1.099	10.74	404.95	373.80	4.30	0.00	0.00	10.74	5.37	6.18	0.00	8.59	0.00	0.00	0.00
9H-4-18	80.28	1.106	13.59	918.40	812.43	48.91	0.00	0.00	13.59	19.02	5.43	0.00	16.30	2.72	0.00	0.00
9H-4-56	80.76	1.113	5.56	294.99	266.99	5.56	0.00	0.00	9.27	7.42	1.85	0.00	3.71	0.00	0.00	0.00
9H-4-86	81.13	1.118	4.35	475.77	424.69	2.91	0.00	0.00	17.45	26.18	0.00	0.00	4.36	0.00	0.00	0.18
9H-4-101	81.32	1.121	1.55	30.47	25.82	0.00	0.00	0.00	1.07	2.69	0.00	0.00	0.54	0.00	0.00	0.00
9H-4-116	81.51	1.124	10.97	72.37	68.18	1.64	0.00	0.00	0.82	0.55	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9H-4-130	81.69	1.126	6.47	156.68	150.37	1.74	0.00	0.00	1.89	2.52	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00
9H-5-6	82.01	1.131	0.20	2.94	2.94	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9H-5-10	82.06	1.132	0.64	9.25	8.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9H-5-41	82.45	1.137	0.00	3.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9H-5-63	82.73	1.141	43.38	1431.67	1391.62	6.67	0.00	0.00	13.35	20.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9H-5-85	83.01	1.145	17.32	1835.74	1749.14	38.10	0.00	0.00	24.25	20.78	0.00	0.00	3.46	0.00	0.00	0.00
9H-5-121	83.46	1.152	0.08	6.10	5.85	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9H-6-5	83.88	1.158	0.12	4.05	2.50	0.24	0.00	0.00	0.36	0.83	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00
10H-1-8	84.18	1.162	27.24	236.76	209.00	4.19	0.00	0.00	10.48	10.48	0.52	0.00	1.05	1.05	0.00	0.52
10H-1-41	84.53	1.168	6.84	73.71	51.63	2.18	0.00	0.00	9.33	9.64	0.00	0.00	0.62	0.31	0.00	0.00
10H-1-65	84.77	1.171	9.30	78.07	68.77	0.77	0.00	0.00	3.38	3.38	0.00	0.00	0.28	0.28	0.00	0.28
10H-1-85	84.98	1.174	3.07	101.43	92.21	0.35	0.00	0.00	3.07	2.31	0.00	0.00	3.07	0.00	0.00	0.00
10H-1-121	85.36	1.18	0.83	20.58	18.21	0.60	0.00	0.00	0.71	1.06	0.00	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00
10H-2-10	85.76	1.185	11.14	28.91	27.71	0.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30
10H-2-31	85.98	1.189	0.00	0.48	0.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-2-52	86.20	1.192	0.41	1.65	1.44	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-2-93	86.62	1.198	0.00	0.63	0.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-2-123	86.93	1.202	0.00	1.17	1.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-2-133	87.04	1.204	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-3-10	87.32	1.208	7.86	1.88	1.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-3-36	87.59	1.212	0.30	0.75	0.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-3-54	87.78	1.215	11.11	219.42	145.62	7.84	0.00	0.00	28.64	28.64	1.14	0.00	7.55	0.57	0.00	0.85
10H-3-71	87.95	1.217	13.48	67.40	51.11	2.25	0.00	0.00	4.49	6.18	0.00	0.00	2.25	1.12	0.00	0.00
10H-3-98	88.23	1.22	1.47	8.35	8.10	0.12	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-3-129	88.55	1.225	0.85	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-4-10	88.88	1.229	0.00	0.34	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-4-44	89.23	1.233	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-4-64	89.65	1.239	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-4-118	90.00	1.243	0.00	0.30	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-5-10	90.43	1.249	0.00	0.38	0.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-5-34	90.68	1.252	0.00	1.82	1.82	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-5-72	91.08	1.257	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-5-90	91.27	1.26	0.00	0.47	0.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-5-106	91.43	1.262	0.88	0.49	0.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-5-110	91.47	1.262	2.65	14.47	0.24	8.68	0.00	0.00	1.45	2.05	0.72	0.00	0.96	0.00	0.00	0.36
10H-6-0	91.89	1.268	0.27	0.67	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.00	0.00	0.13
10H-6-12	92.01	1.269	0.00	0.46	0.23	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-6-26	92.16	1.271	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-6-57	92.48	1.275	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-6-127	93.21	1.285	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-1-36	94.21	1.298	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tab.C2: Foraminiferenvergesellschaftung (Bohrung 646)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio.J.)	Benthos Ind/g	Plankton Ind/g	N.p. Ind/g	N.L. Ind/g	N.ssh Ind/g	N.dex Ind/g	Glb. Ind/g	Gl.q. Ind/g	Gr.L. Ind/g	Gr.L. Ind/g	Gr.s. Ind/g	Gg.g. Ind/g	Gg.L. Ind/g	Or.L. Ind/g	Div. Ind/g
11H-1-72	94.61	1.303	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-1-117	95.12	1.31	0.00	0.73	0.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-1-146	95.45	1.314	0.42	0.31	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-2-41	95.95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-2-83	96.43	1.327	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-2-121	96.86	1.332	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-3-31	97.53	1.341	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-3-61	97.86	1.345	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-3-89	98.19	1.349	0.47	0.38	0.09	0.09	0.00	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-4-6	98.73	1.356	11.59	51.77	3.80	11.22	0.00	0.00	9.59	19.01	3.62	0.18	0.00	3.08	0.18	0.00	1.09
11H-4-42	99.35	1.364	2.77	9.11	0.79	2.38	0.00	0.00	0.79	3.70	0.26	0.00	0.26	0.66	0.00	0.13	0.13
11H-4-60	99.55	1.367	0.79	6.50	0.00	0.59	0.00	0.00	1.18	4.33	0.00	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.20
11H-4-93	99.81	1.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-4-113	100.15	1.375	0.00	2.34	2.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-4-120	100.23	1.376	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-4-147	100.53	1.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-5-31	100.91	1.385	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-5-59	101.23	1.389	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-5-92	101.60	1.394	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12H-1-54	102.03	1.399	0.80	0.20	0.20	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12H-1-61	102.11	1.4	0.00	2.41	1.64	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00
12H-1-91	102.46	1.405	0.00	0.49	0.37	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-6-31	102.60	1.407	0.41	2.81	2.39	0.00	0.00	0.00	0.10	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12H-1-123	102.83	1.41	0.00	0.25	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12
11H-6-64	102.98	1.411	0.63	13.68	13.45	0.00	0.00	0.00	0.08	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08
11H-6-66	103.00	1.412	37.47	526.57	493.79	11.53	0.00	0.00	7.69	11.53	0.96	0.00	0.00	0.96	0.00	0.00	0.12
12H-1-144	103.08	1.413	1.43	16.28	15.24	0.65	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00	0.00	0.15
11H-6-86	103.23	1.415	3.80	32.06	30.23	0.76	0.00	0.00	0.61	0.00	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15
12H-2-40	103.61	1.42	1.46	39.78	37.94	0.00	0.00	0.00	0.49	1.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-6-121	103.62	1.42	1.40	64.02	36.73	9.79	0.00	0.00	3.50	8.40	2.45	0.35	0.00	2.80	0.00	0.00	0.00
12H-2-60	103.85	1.423	142.65	1411.46	1392.69	18.77	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
12H-2-85	104.11	1.426	3.64	6.27	6.27	1.00	0.										

Tab.C2: Foraminiferengesellschaftung (Bohrung 646)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio.J.)	Benthos Ind./g	Plankton Ind./g	N.p. Ind./g	N.I. Ind./g	N.a.s.in Ind./g	N.a.dex Ind./g	Gl.b. Ind./g	Gl.c. Ind./g	Gr.1. Ind./g	Gr.2. Ind./g	Gr.s. Ind./g	Gg.g. Ind./g	Gg.u. Ind./g	Or.u. Ind./g	Div. Ind./g
13H-1-29	111.43	1.523	29.06	1174.75	1153.99	16.60	0.00	0.00	0.00	4.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13H-1-55	111.73	1.527	43.32	1827.89	1689.29	80.85	0.00	0.00	14.44	25.99	2.89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13H-1-86	112.09	1.532	1.53	28.25	24.86	0.55	0.00	0.00	0.66	1.42	0.11	0.00	0.00	0.86	0.00	0.00	0.00
13H-1-110	112.36	1.535	13.76	1008.33	939.53	37.35	0.00	0.00	1.97	27.52	1.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13H-1-128	112.57	1.538	41.78	3342.36	3161.32	27.85	0.00	0.00	27.85	111.41	0.00	0.00	0.00	13.93	0.00	0.00	0.00
13H-2-9	112.93	1.543	2.29	197.18	154.07	2.29	0.00	0.00	1.83	19.26	0.00	0.00	0.00	4.59	15.13	0.00	0.00
13H-2-41	113.30	1.548	29.02	737.50	711.89	5.12	0.00	0.00	8.54	3.41	1.71	0.00	0.00	6.38	0.00	0.00	1.71
13H-2-55	113.46	1.55	0.00	5.36	3.91	0.33	0.00	0.00	0.56	0.31	0.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11
13H-2-81	113.76	1.554	0.00	0.00	8.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10
13H-2-95	113.92	1.556	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13H-2-119	114.19	1.56	0.19	1.80	1.42	0.09	0.00	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13H-3-31	114.90	1.569	0.00	0.61	0.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13H-3-31	115.59	1.579	16.65	323.72	307.07	9.25	0.00	0.00	0.00	0.00	5.55	0.00	0.00	1.85	0.00	0.00	0.00
13H-3-118	115.90	1.583	2.94	12.42	8.16	0.47	0.00	0.00	2.09	1.52	0.00	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00
13H-3-126	116.00	1.584	1.10	10.23	9.50	0.00	0.00	0.00	0.09	0.46	0.09	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00
13H-4-9	116.38	1.589	0.41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13H-4-38	116.71	1.594	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13H-4-79	117.18	1.6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13H-4-123	117.69	1.607	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13H-5-5	118.05	1.612	0.64	5.14	4.07	0.00	0.00	0.00	0.21	0.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13H-5-29	118.33	1.616	0.09	0.83	0.74	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13H-5-40	118.46	1.617	42.39	733.84	641.11	23.84	0.00	0.00	29.14	26.49	5.30	0.00	0.00	7.95	0.00	0.00	0.00
13H-5-57	118.65	1.62	16.58	461.02	416.25	29.85	0.00	0.00	0.00	0.00	11.61	0.00	0.00	3.32	0.00	0.00	0.00
13H-5-87	119.00	1.625	11.19	203.25	156.63	14.92	0.00	0.00	1.86	9.32	11.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	9.32
13H-5-107	119.23	1.628	2.37	1.69	1.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.34	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13H-5-111	119.27	1.628	9.89	18.30	7.53	0.59	0.00	0.00	0.89	9.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13H-6-3	119.76	1.635	0.10	0.30	4.65	0.49	0.00	0.00	0.10	0.40	0.10	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00
13H-6-6	119.79	1.635	4.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15
13H-6-27	120.03	1.638	0.12	0.24	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13H-6-41	120.19	1.641	0.09	0.37	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13H-6-59	120.40	1.643	0.88	0.44	0.22	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14H-1-28	121.12	1.653	9.04	5.98	5.09	0.64	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25
14H-1-41	121.27	1.655	13.74	4.51	2.87	0.21	0.00	0.00	0.41	0.82	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00
14H-1-69	121.59	1.659	4.32	6.33	5.53	0.10	0.00	0.00	0.20	0.40	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00
14H-1-83	121.75	1.662	6.62	20.74	14.13	0.36	0.00	0.00	1.07	4.47	0.00	0.00	0.00	0.54	0.00	0.00	0.18
14H-1-103	121.98	1.665	4.41	7.29	6.26	0.41	0.00	0.00	0.21	0.31	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00
14H-1-115	122.12	1.667	2.51	0.78	0.47	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00
14H-2-10	122.63	1.673	6.51	5.09	2.55	1.27	0.00	0.00	0.57	0.28	0.00	0.00	0.00	0.42	0.00	0.00	0.00
14H-2-33	122.90	1.677	7.97	16.48	16.21	0.13	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14H-2-51	123.11	1.68	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14H-2-81	123.45	1.685	0.17	0.34	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14H-2-119	123.89	1.69	0.00	0.10	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14H-3-31	124.60	1.7	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14H-3-79	125.15	1.707	1.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14H-3-100	125.39	1.711	13.68	140.26	136.80	1.57	0.00	0.00	0.79	0.47	0.00	0.00	0.00	0.63	0.00	0.00	0.00
14H-3-121	125.63	1.714	2.44	2.32	2.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14H-4-7	126.05	1.719	18.19	54.03	46.54	1.60	0.00	0.00	1.96	2.50	0.00	0.00	0.00	1.43	0.00	0.00	0.00
14H-4-29	126.30	1.723	15.38	367.53	347.54	7.69	0.00	0.00	6.15	1.54	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.10
14H-4-43	126.46	1.725	0.30	0.45	0.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14H-4-73	126.80	1.73	0.14	0.28	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tab.C2: Foraminifervergesellschaftung (Bohrung 646)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio.J.)	Benthos Ind./g	Plancton Ind./g	N.p. Ind./g	N.I. Ind./g	N.a.s.h. Ind./g	N.a.d.e.x. Ind./g	G.l.b. Ind./g	G.l.q. Ind./g	G.r.l. Ind./g	G.r.s. Ind./g	G.g.p. Ind./g	G.g.u. Ind./g	G.r.u. Ind./g	Div. Ind./g
14H-4-109	127.22	1.735	4.68	2.44	2.24	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14H-4-120	127.34	1.737	31.45	14.58	13.95	0.82	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14H-4-145	127.63	1.741	28.63	29.63	18.12	0.50	0.00	0.00	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14H-5-20	127.92	1.745	28.38	17.87	17.08	0.00	0.00	0.00	0.26	0.53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14H-5-41	128.16	1.748	22.85	7.10	6.90	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14H-5-64	128.42	1.751	0.30	0.46	0.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14H-5-80	128.61	1.754	1.24	1.05	0.95	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14H-5-98	128.81	1.757	3.79	5.93	5.76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14H-5-121	129.08	1.76	4.41	4.18	3.62	0.11	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.23	0.11	0.00	0.00
14H-5-128	129.16	1.761	14.81	5.61	4.17	0.43	0.00	0.00	0.57	0.29	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00
14H-6-24	129.69	1.768	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00	0.00	0.00
14H-6-31	129.77	1.77	0.11	0.11	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14H-6-61	130.11	1.774	0.00	0.29	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14H-6-91	130.46	1.779	0.00	0.10	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16X-1-24	142.55	1.941	2.19	4.52	3.79	0.29	0.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16X-1-34	143.57	1.955	9.08	58.46	36.86	9.98	5.81	1.09	2.36	1.63	0.00	0.00	0.36	0.00	0.00	0.36
16X-1-47	144.90	1.973	0.17	1.53	1.18	0.09	0.09	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16X-1-60	146.22	1.991	8.31	36.74	13.90	18.95	1.33	0.33	0.00	2.16	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00
16X-1-69	147.14	2.003	3.15	62.47	52.62	3.54	3.41	0.00	0.92	1.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.39
16X-1-73	147.54	2.009	4.83	72.98	57.59	3.22	8.41	0.16	0.72	2.68	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.18
17X-1-20	151.47	2.061	3.22	8.04	0.20	0.00	0.20	0.00	0.40	7.03	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
17X-1-28	152.13	2.07	12.15	24.29	15.21	1.65	0.00	0.00	2.55	14.70	0.00	1.20	1.35	0.00	0.00	0.15
17X-1-75	156.05	2.123	5.82	4.47	2.44	0.54	0.00	0.00	0.00	1.35	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00
17X-1-93	157.55	2.143	2.35	1.57	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	1.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17X-1-101	158.22	2.152	4.29	4.18	0.00	0.55	0.00	0.00	0.00	3.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18X-1-30	159.81	2.174	1.65	0.66	0.22	0.11	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11
18X-1-46	160.18	2.179	0.11	0.54	0.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00
18X-1-111	161.72	2.199	2.93	142.50	109.65	10.56	14.66	0.00	3.52	3.52	0.00	0.00	0.59	0.00	0.00	0.00
18X-1-133	162.24	2.206	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18X-1-141	162.43	2.209	4.06	2.70	2.25	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.00	0.00	0.00
18X-2-9	162.85	2.215	0.33	0.33	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18X-2-24	163.20	2.219	0.36	1.79	1.52	0.00	0.00	0.00	0.18	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18X-2-41	163.60	2.225	0.33	0.17	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18X-2-82	164.57	2.238	5.63	22.09	17.76	1.08	2.49	0.00	0.54	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18X-2-105	165.11	2.245	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18X-2-131	165.73	2.253	4.63	0.38	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00
18X-3-26	166.79	2.268	5.89	4.63	0.38	4.13	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18X-3-44	167.21	2.273	51.91	7.42	0.37	6.67	0.19	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18X-3-56	167.50	2.277	5.59	1.12	0.20	0.81	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00
18X-3-61	167.61	2.279	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18X-3-82	168.11	2.285	0.00	0.50	0.25	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18X-3-89	168.27	2.287	0.27	3.61	3.34	0.00	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
19X-1-12	171.66	2.333	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
19X-1-29	175.70	2.387	0.00	1.13	1.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20X-1-17	178.68	2.428	0.00	0.23	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20X-1-34	178.87	2.43	1.20	0.28	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20X-1-99	179.58	2.44	31.80	2.26	0.43	0.11	0.00	0.00	0.54	0.32	0.00	0.43	0.21	0.00	0.00	0.21
20X-1-110	179.70	2.441	44.74	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20X-1-141	180.03	2.446	0.12	0.23	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20X-2-35	180.51	2.452	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tab.C2: Foraminiferenvergesellschaftung (Bohrung 646)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio.J.)	Benthos Ind./g	Plankton Ind./g	N.p. Ind./g	N.I. Ind./g	N.s.slin Ind./g	N.s.dex Ind./g	Gl.b. Ind./g	Gl.q. Ind./g	Gr.l. Ind./g	Gr.s. Ind./g	Gg.g. Ind./g	Gg.u. Ind./g	Or.u. Ind./g	Div. Ind./g
20X-2-81	181.01	2.459	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20X-2-136	181.61	2.467	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20X-3-26	182.04	2.473	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20X-3-90	182.74	2.482	2.86	2.23	1.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.95
20X-3-99	182.84	2.483	11.05	14.26	13.92	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20X-3-113	182.99	2.486	0.00	1.05	0.88	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20X-3-129	183.16	2.488	0.78	4.12	4.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20X-4-37	183.79	2.496	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20X-4-81	184.27	2.503	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20X-4-118	184.67	2.508	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20X-5-21	185.25	2.516	0.00	0.08	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20X-5-51	185.58	2.52	0.42	2.11	0.00	0.00	1.55	0.00	0.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14
20X-5-80	185.89	2.525	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20X-5-99	186.10	2.527	2.29	2.49	2.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20X-5-136	186.50	2.533	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20X-6-34	187.02	2.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20X-6-66	187.37	2.544	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20X-6-80	187.52	2.546	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20X-6-107	187.82	2.55	0.98	5.56	5.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21X-1-111	189.74	2.576	0.00	0.74	0.74	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21X-1-148	190.26	2.583	0.10	0.38	0.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21X-2-39	190.83	2.591	0.36	1.71	0.36	0.36	0.00	0.54	0.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21X-2-79	191.38	2.598	4.41	8.82	8.82	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21X-2-87	191.49	2.6	9.82	13.87	0.16	0.00	13.41	0.00	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21X-2-101	191.69	2.602	4.71	12.12	3.59	0.00	5.13	0.00	1.71	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14
21X-2-128	192.06	2.605	0.79	2.93	2.48	0.23	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21X-3-41	192.94	2.614	0.20	0.51	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.41
21X-3-114	193.95	2.623	4.79	52.76	1.60	0.00	48.35	1.23	1.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21X-3-121	194.05	2.624	1.31	2.73	2.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21X-3-146	194.39	2.627	0.00	0.10	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21X-4-23	194.77	2.631	0.36	2.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.97	0.73	0.00	0.00	0.96	0.00	0.00	0.00
21X-4-99	195.83	2.641	0.00	0.86	0.14	0.00	0.00	0.00	0.43	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21X-4-136	196.34	2.645	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21X-5-23	196.85	2.65	0.13	0.88	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21X-5-53	197.27	2.654	0.00	1.43	1.24	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21X-5-56	197.31	2.655	0.00	0.16	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21X-5-79	197.63	2.658	0.00	1.00	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22X-1-32	198.12	2.662	0.00	0.34	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22X-1-63	198.43	2.665	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22X-1-92	198.73	2.668	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22X-2-76	200.08	2.681	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22X-2-111	200.43	2.684	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22X-2-146	200.78	2.687	0.08	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08
22X-3-43	201.25	2.692	0.00	0.32	0.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22X-3-81	201.64	2.695	0.00	0.15	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15
22X-3-126	202.09	2.7	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22X-4-21	202.54	2.704	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22X-4-63	202.97	2.708	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22X-4-88	203.22	2.71	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09
22X-6-62	205.98	2.736	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tab.C2: Foraminiferenvergesellschaftung (Bohrung 646)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio.J.)	Benthos Ind./g	Plancton Ind./g	N.p. Ind./g	N.I. Ind./g	N.a.slin Ind./g	N.a.dex Ind./g	Glb. Ind./g	Gl.q. Ind./g	Gr.L. Ind./g	Gr.L. Ind./g	Gr.L. Ind./g	Gr.a. Ind./g	Gg.g. Ind./g	Gg.u. Ind./g	Gr.u. Ind./g	Dv. Ind./g
22X-6-93	206.29	2.739	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22X-6-118	206.54	2.741	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22X-7-21	207.07	2.746	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22X-7-41	207.28	2.748	0.00	0.27	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-1-42	208.04	2.755	0.00	0.10	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-1-81	208.54	2.76	1.98	44.70	23.97	0.00	20.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-1-90	208.66	2.761	2.42	45.32	0.36	0.00	40.11	0.36	4.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-1-110	208.92	2.764	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-1-130	209.17	2.766	0.00	0.11	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-2-24	209.74	2.771	0.39	1.81	1.81	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-2-41	209.96	2.773	2.76	50.78	0.13	0.00	48.94	0.13	1.58	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-2-54	210.14	2.775	16.18	203.93	90.92	0.00	123.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-2-94	210.64	2.78	38.81	435.44	0.00	0.00	428.04	0.00	7.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-2-120	210.97	2.783	11.64	347.52	0.00	0.00	347.52	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-2-141	211.25	2.786	15.24	210.28	170.66	0.00	39.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-3-15	211.55	2.788	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-3-42	211.90	2.792	0.09	2.05	0.93	0.00	1.03	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-3-60	212.13	2.794	2.85	57.77	0.17	0.00	52.23	0.00	5.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-3-81	212.40	2.796	0.24	0.48	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-3-102	212.67	2.799	0.40	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-3-123	212.94	2.802	0.39	1.17	0.59	0.00	0.49	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.40
23X-4-15	213.48	2.807	0.20	2.86	0.00	0.00	2.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-4-41	213.82	2.81	15.24	34.07	17.93	0.00	13.45	0.00	2.69	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-4-55	214.00	2.811	24.93	56.53	0.00	0.00	52.97	1.78	1.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-4-81	214.33	2.815	1.69	2.68	1.39	0.00	1.09	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-4-104	214.63	2.817	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-4-129	214.95	2.82	0.10	0.10	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-5-30	215.61	2.827	4.29	45.61	0.54	0.00	38.90	0.54	5.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-5-48	215.84	2.829	1.63	5.16	2.01	0.00	3.06	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-5-81	216.26	2.833	1.00	6.57	3.12	0.00	2.78	0.00	0.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-5-105	216.57	2.836	4.18	7.98	0.00	0.00	6.08	0.00	1.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-5-122	216.79	2.838	9.83	22.41	7.08	0.20	12.78	0.00	1.57	0.59	0.00	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00
25-CC-10	235.70	3.015	10.85	456.81	377.75	2.58	61.49	0.00	12.92	1.55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.52	0.00	0.00	0.00
26X-1-14	236.28	3.021	2.36	28.80	0.00	0.00	14.19	0.21	13.33	0.21	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.21
26X-1-29	236.48	3.023	1.65	8.41	1.56	0.09	1.30	0.00	4.85	0.17	0.00	0.00	0.00	0.35	0.00	0.00	0.09	0.09
26X-1-45	236.68	3.025	4.99	49.68	0.00	0.00	11.22	0.18	36.86	0.17	0.00	0.00	0.00	1.25	0.00	0.18	0.00	0.00
26X-1-70	237.01	3.028	1.77	5.89	0.59	0.00	2.75	0.20	2.36	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
26X-1-96	237.34	3.031	1.05	1.61	0.08	0.00	0.08	0.00	1.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
26X-1-129	237.77	3.035	1.17	5.97	0.59	0.00	0.98	0.00	4.21	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10
26X-2-7	238.13	3.038	0.44	10.66	0.00	0.00	4.00	0.22	5.77	0.00	0.00	0.00	0.00	0.67	0.00	0.00	0.00	0.00
26X-2-37	238.52	3.042	0.11	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.11
26X-2-55	238.76	3.044	1.75	4.23	0.00	0.00	1.17	0.00	3.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
26X-2-81	239.09	3.047	0.90	0.77	0.00	0.07	0.14	0.00	0.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
26X-2-99	239.33	3.05	2.98	42.25	0.00	0.00	10.24	0.39	30.84	0.13	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00	0.00	0.00	0.13
26X-2-129	239.71	3.053	2.24	11.30	0.00	0.00	4.57	0.00	6.64	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
26X-3-14	240.17	3.057	3.56	33.74	0.19	0.00	12.75	0.19	19.50	0.19	0.00	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.19
26X-3-31	240.39	3.059	2.38	27.54	0.17	0.00	10.03	0.34	15.98	0.17	0.00	0.00	0.00	0.51	0.00	0.00	0.00	0.34
26X-3-88	241.13	3.066	2.51	5.72	0.00	0.00	3.03	0.09	2.34	0.17	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00
26X-3-115	241.48	3.07	2.81	1.19	0.00	0.00	0.68	0.00	0.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00
26X-4-10	242.06	3.075	4.65	10.62	0.00	0.00	4.91	0.13	5.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00

Tab.C2: Foraminiferenvergesellschaftung (Bohrung 646)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio.J.)	Benthos Ind./g	Plankton Ind./g	N.p. Ind./g	N.L. Ind./g	N.s.in Ind./g	N.index Ind./g	Glb. Ind./g	Gl.q. Ind./g	Gr.L. Ind./g	Gr.t. Ind./g	Gr.s. Ind./g	Gg.g. Ind./g	Gg.u. Ind./g	Or.u. Ind./g	Div. Ind./g
26X-4-35	242.38	3.078	2.82	9.37	0.00	0.00	1.37	0.00	5.94	0.23	0.00	0.00	0.08	0.23	0.00	0.00	0.08
26X-4-73	242.87	3.083	3.39	10.34	0.08	0.00	3.31	0.08	6.14	0.24	0.00	0.00	0.16	0.32	0.00	0.00	0.00
26X-4-96	243.17	3.086	3.47	85.48	0.00	0.00	28.88	1.16	54.29	0.00	0.00	0.00	0.00	1.16	0.00	0.00	0.00
26X-4-137	243.70	3.091	3.96	54.66	0.40	0.00	13.63	0.00	38.90	0.40	0.00	0.00	0.16	0.63	0.00	0.00	0.55
26X-5-9	243.99	3.093	0.40	5.46	0.00	0.00	1.07	0.40	3.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.00	0.00	0.13
26X-5-31	244.27	3.096	1.48	1.75	0.00	0.00	0.70	0.00	0.96	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00
26X-5-90	245.04	3.103	1.04	3.33	0.00	0.00	1.35	0.00	1.87	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10
26X-5-108	245.27	3.105	1.39	5.14	0.14	0.00	1.11	0.14	3.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.00	0.00	0.00
26X-5-128	245.53	3.108	1.53	6.19	0.00	0.00	3.28	0.23	2.60	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00

Tab.C3: Foraminiferenvergesellschaftung, Fraktion 63 - 125 µm (Bohrung 646)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio.J.)	Benthos Ind./g	Plankton Ind./g	N.p. Ind./g	N.l. Ind./g	N.s.ln Ind./g	N.s.dex Ind./g	Gl.b. Ind./g	Gl.q. Ind./g	Gr.l. Ind./g	Gr.t. Ind./g	Gr.s. Ind./g	Gg.g. Ind./g	Gg.u. Ind./g	Or.u. Ind./g	Dh. Ind./g
9H-3-124	79.73	1.098	274.25	3722.03	3441.25	52.24	0.00	0.00	58.77	91.42	19.59	0.00	0.00	52.24	6.53	0.00	0.00
9H-4-101	81.32	1.121	44.42	89.87	64.56	3.09	0.00	0.00	0.52	18.08	0.00	0.00	0.00	2.58	1.03	0.00	0.00
9H-5-41	82.45	1.137	2.87	6.33	5.85	0.00	0.00	0.00	0.12	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12
10H-1-41	84.53	1.168	38.56	420.47	298.56	8.71	0.00	0.00	21.15	64.69	1.24	0.00	0.00	4.98	6.22	0.00	14.93
10H-1-85	84.98	1.174	23.05	419.54	233.59	3.07	0.00	0.00	6.15	126.02	0.00	0.00	0.00	4.61	21.51	0.00	24.59
10H-2-31	85.98	1.189	0.00	0.48	0.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-3-36	87.59	1.212	0.00	0.15	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-3-129	88.55	1.225	12.80	0.24	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-4-118	90.00	1.243	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-5-106	91.43	1.262	12.58	0.49	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.10	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00
10H-6-127	93.21	1.285	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-1-146	95.45	1.314	6.66	1.87	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	1.35	0.00	0.00	0.00	0.21	0.10	0.00	0.00
11H-2-121	96.86	1.332	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-3-61	97.86	1.345	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-4-83	99.81	1.370	0.12	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-5-31	100.91	1.385	5.58	0.21	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12H-1-61	102.11	1.400	0.22	3.73	2.85	0.33	0.00	0.00	0.22	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12H-1-123	102.83	1.410	0.00	0.12	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-6-121	103.62	1.420	1.40	141.32	76.26	13.64	0.00	0.00	3.50	26.59	2.10	0.00	0.00	4.20	12.94	0.00	2.10
12H-3-58	105.57	1.445	6.99	8.81	5.47	0.61	0.00	0.00	0.00	1.52	0.00	0.00	0.00	0.20	1.01	0.00	0.00
12H-3-131	106.42	1.456	30.92	4.52	0.75	0.30	0.00	0.00	0.00	3.02	0.00	0.00	0.00	0.30	0.15	0.00	0.00
12H-4-91	107.71	1.473	0.00	0.23	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12H-5-99	109.55	1.498	50.97	231.59	105.16	8.03	0.00	0.00	13.65	63.82	40.00	0.00	0.00	12.04	24.89	0.00	3.61
12H-6-61	110.85	1.515	1.79	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13H-1-29	111.43	1.523	1178.90	2191.75	1793.25	33.21	0.00	0.00	49.81	249.06	0.00	0.00	0.00	0.00	49.81	0.00	49.81
13H-1-128	112.57	1.538	1712.96	4275.44	2005.42	11.41	0.00	0.00	69.63	1141.97	0.00	0.00	0.00	22.82	654.55	0.00	69.63
13H-2-9	112.93	1.543	0.92	86.21	55.94	1.38	0.00	0.00	4.59	12.84	0.00	0.00	0.00	2.29	5.96	0.00	3.21
13H-2-119	114.19	1.560	0.09	1.04	1.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13H-3-126	116.00	1.584	0.09	1.64	1.28	0.18	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13H-4-123	117.69	1.607	0.00	0.27	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13H-5-40	118.46	1.617	275.52	529.85	164.25	10.60	0.00	0.00	52.98	201.34	5.30	0.00	0.00	15.90	37.09	0.00	42.39
13H-5-87	119.00	1.625	149.17	1808.71	503.46	46.62	0.00	0.00	65.26	661.95	0.00	0.00	0.00	93.23	410.22	0.00	18.65
13H-6-27	120.03	1.638	0.12	0.97	0.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12
14H-1-69	121.59	1.659	15.28	88.46	58.30	1.61	0.00	0.00	1.21	14.48	0.00	0.00	0.00	0.80	11.26	0.00	0.80
14H-2-33	122.90	1.677	36.01	5.71	4.52	0.13	0.00	0.00	0.40	0.66	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14H-2-81	123.45	1.685	0.08	0.17	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14H-3-31	124.60	1.700	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08
14H-4-29	126.30	1.723	73.81	639.72	356.77	6.15	0.00	0.00	39.98	119.95	0.00	0.00	0.00	24.60	86.12	0.00	6.15
14H-4-145	127.63	1.741	229.01	43.19	32.14	0.00	0.00	0.00	1.00	10.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14H-5-121	129.08	1.760	82.83	6.55	3.84	0.00	0.00	0.00	0.57	1.24	0.00	0.00	0.00	0.57	0.34	0.00	0.00
14H-6-91	130.46	1.779	0.62	0.51	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00
16X-1-24	142.55	1.941	20.70	2.19	1.02	0.15	0.00	0.00	0.15	0.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00
16X-1-60	146.22	1.991	45.05	5.65	1.99	0.50	0.00	0.00	0.17	0.83	0.00	0.00	0.00	0.50	0.33	0.00	1.33
16X-1-69	147.14	2.003	9.45	28.08	14.98	0.79	1.05	0.26	1.05	7.35	0.00	0.00	0.00	0.79	1.05	0.00	0.79
17X-1-28	152.13	2.070	37.79	183.84	0.60	1.20	0.00	0.00	6.00	170.95	0.00	0.00	1.20	0.60	0.00	0.00	3.00
17X-1-101	158.22	2.152	15.07	14.52	0.11	0.00	0.00	0.00	1.32	12.43	0.00	0.00	0.11	0.00	0.22	0.00	0.33
18X-1-46	160.18	2.179	0.22	1.63	1.09	0.00	0.00	0.00	0.11	0.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18X-1-141	162.43	2.209	8.72	0.15	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18X-2-82	164.57	2.238	57.18	21.44	13.86	0.65	0.65	0.43	0.22	1.95	0.00	0.00	0.00	0.43	0.87	0.00	2.38
18X-2-131	165.73	2.253	34.95	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25

Tab.C3: Foraminiferenvergesellschaftung, Fraktion 63 - 125 µm (Bohrung 646)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio.J.)	Benthos Ind./g	Plankton Ind./g	N.p. Ind./g	N.l. Ind./g	N.a.sin Ind./g	N.a.dex Ind./g	Gl.b. Ind./g	Gl.q. Ind./g	Gr.l. Ind./g	Gr.t. Ind./g	Gr.s. Ind./g	Gg.g. Ind./g	Gg.u. Ind./g	Or.u. Ind./g	Div. Ind./g
18X-3-89	168.27	2.287	0.00	1.20	1.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
19X-1-12	171.66	2.333	0.00	0.23	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20X-1-34	178.87	2.430	21.21	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09
20X-2-81	181.01	2.459	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20X-3-129	183.16	2.488	0.67	8.68	7.68	0.11	0.44	0.00	0.11	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11
20X-5-99	186.10	2.527	10.57	0.20	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21X-1-111	189.74	2.576	0.15	0.15	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21X-2-128	192.06	2.605	16.13	0.23	0.11	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21X-3-41	192.94	2.614	0.10	0.10	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21X-5-23	196.85	2.650	0.13	0.13	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22X-1-32	198.12	2.662	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22X-3-43	201.25	2.692	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22X-4-63	202.97	2.708	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22X-7-41	207.28	2.748	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-1-42	208.04	2.755	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-2-54	210.14	2.775	16.08	1.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.81	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-3-60	212.13	2.794	6.55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23X-4-41	213.82	2.810	31.94	0.78	0.00	0.00	0.11	0.00	0.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.11
23X-5-122	216.79	2.838	24.38	1.77	0.00	0.00	0.29	0.00	0.79	0.59	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00
25-CC-10	235.70	3.015	15.50	36.59	16.33	1.24	0.00	0.00	6.61	8.47	0.00	0.00	0.00	1.24	2.27	0.00	0.41
26X-1-29	236.48	3.023	8.15	5.29	0.00	0.00	0.17	0.00	2.51	1.82	0.00	0.00	0.00	0.35	0.35	0.00	0.09
26X-2-129	239.71	3.053	4.22	3.14	0.09	0.00	0.09	0.00	1.97	0.36	0.00	0.00	0.00	0.09	0.45	0.00	0.09
26X-3-14	240.17	3.057	5.44	6.37	0.00	0.00	0.00	0.00	3.19	2.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.75	0.00	0.00
26X-3-88	241.13	3.066	7.10	2.34	0.00	0.00	0.00	0.00	1.04	0.87	0.00	0.00	0.00	0.09	0.26	0.00	0.09
26X-4-137	243.70	3.091	5.86	21.79	0.16	0.00	0.32	0.00	19.09	0.32	0.00	0.00	0.32	0.16	0.63	0.00	1.43
26X-5-128	245.53	3.108	2.14	2.21	0.00	0.00	0.08	0.00	1.37	0.00	0.00	0.00	0.23	0.23	0.15	0.00	0.15

Tab. C4: Größe, Morphotyp und Lösungsindex (einschließlich der Zementationintensität) von *N. pachyderma/N. atlantica* (Bohrung 646)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio. J.)	Mittelwert (µm)	Standardabweichung (µm)	Retikulärer Morphotyp (%)	Lösungsindex	Zementation (%)
1H-1-95	0.95	0.010	273.80	24.37	77.50	0.50	0.00
1H-1-117	1.17	0.012			68.89	0.80	6.50
1H-2-91	2.41	0.026	246.25	32.87	56.25	2.00	0.00
1H-3-87	3.88	0.041	265.00	37.52	78.95	1.08	0.00
2H-1-16	5.19	0.058			82.86	1.09	8.70
2H-1-123	6.48	0.095	285.08	21.45	65.91	0.86	0.00
2H-2-79	7.76	0.131	281.42	18.27	51.11	1.42	2.17
2H-2-119	8.24	0.144			73.33	1.38	2.17
2H-3-99	9.81	0.167	252.57	21.82	60.87	2.02	0.00
2H-4-45	10.96	0.181	284.89	22.91	61.11	1.38	4.44
2H-5-45	12.77	0.202	276.88	47.60	51.35	2.05	2.63
2H-6-54	14.69	0.225			65.22	1.41	0.00
3H-1-41	17.06	0.249			62.22	1.49	0.00
3H-2-51	19.23	0.263	294.29	21.93	60.00	1.84	26.09
3H-2-126	20.26	0.270			57.78	2.13	6.67
3H-4-34	23.09	0.292	272.41	20.60	56.82	1.84	4.55
3H-5-26	25.02	0.324			57.78	1.60	6.52
4H-1-61	26.83	0.357	265.82	22.56	66.67	1.83	0.00
4H-2-39	28.17	0.387			55.00	1.50	0.00
4H-2-105	28.85	0.402	234.13	19.49	61.36	1.89	0.00
4H-3-85	30.21	0.421			44.00	2.24	0.00
4H-4-11	31.00	0.431	210.99	27.88	63.64	1.27	0.00
4H-4-121	32.14	0.445			37.14	1.54	0.00
4H-5-136	33.86	0.466			56.25	1.88	6.25
4H-6-81	34.85	0.478			35.14	1.62	0.00
5H-1-46	36.28	0.494	230.78	25.57	61.90	1.12	6.67
5H-1-124	37.08	0.501			26.32	1.08	15.00
5H-2-28	37.64	0.507			48.89	0.87	0.00
5H-3-85	39.78	0.527			37.14	1.23	0.00
5H-4-28	40.74	0.536			63.04	0.98	0.00
5H-5-67	42.70	0.554	249.19	21.21	66.67	1.95	0.00
5H-6-36	43.93	0.565			72.73	1.33	5.41
5H-6-148	45.09	0.576	235.48	26.95	100.00	1.26	0.00
6H-1-91	46.43	0.651	199.98	28.05	58.54	1.66	0.00
6H-2-131	48.38	0.673	197.92	25.90	65.22	1.91	0.00
6H-3-81	49.39	0.684			76.47	2.18	0.00
6H-3-131	49.90	0.689	187.15	20.95	48.28	2.45	0.00
6H-4-97	51.08	0.702			72.73	1.39	0.00
6H-5-61	52.24	0.714	211.51	41.26	73.68	1.37	0.00
6H-6-121	54.39	0.738			60.00	1.56	0.00
7H-2-11	56.72	0.761			57.58	1.48	2.78
7H-2-142	58.04	0.773	230.29	23.50	66.67	1.96	3.70
7H-3-117	59.30	0.787	233.46	33.42	33.33	1.47	0.00
7H-4-38	60.10	0.800			58.70	0.93	2.17
7H-4-137	61.01	0.814			57.14	1.39	3.23
7H-5-72	61.87	0.827			65.71	1.06	7.89
7H-6-41	63.07	0.846	222.90	22.04	30.00	1.60	0.00
7H-6-145	64.11	0.862			90.24	1.37	2.17
7H-7-53	64.70	0.871			92.31	1.92	0.00
8H-2-6	66.68	0.902	251.61	31.16	46.67	2.09	0.00
8H-2-95	67.75	0.919	219.58	33.06	42.86	2.14	0.00
8H-3-145	70.16	0.957	257.29	28.48	81.82	1.36	0.00
8H-5-127	73.56	1.008			72.73	2.09	0.00
8H-6-30	74.20	1.018	238.48	31.56	28.13	2.66	0.00
9H-1-56	75.10	1.031	217.97	34.27	21.43	2.12	10.87
9H-2-121	77.80	1.070			40.00	2.33	0.00
9H-3-56	78.87	1.085			72.50	1.23	0.00
9H-3-62	78.95	1.087			57.50	1.85	0.00
9H-3-124	79.73	1.098	252.59	29.81	30.30	1.30	15.79
9H-4-32	80.46	1.108	222.97	32.26	23.91	1.54	4.35
9H-4-101	81.32	1.121	227.66	33.70	37.78	2.38	30.43
9H-4-130	81.69	1.126			34.38	2.81	15.15
9H-5-41	82.45	1.137			41.67	2.83	0.00
9H-5-121	83.46	1.152	206.88	21.41	72.97	2.81	56.82
10H-1-8	84.18	1.162			29.27	2.10	55.81
10H-1-85	84.98	1.174	210.90	20.96	55.00	1.50	0.00
10H-2-58	86.26	1.193	194.38	26.09	0.00	1.60	0.00
10H-2-123	86.93	1.202			7.14	3.86	0.00
10H-3-10	87.32	1.208			28.57	3.29	0.00
10H-3-54	87.78	1.215			27.78	1.86	8.11
10H-3-71	87.95	1.217			41.67	1.42	2.32
10H-4-10	88.88	1.229			0.00	4.00	0.00
10H-4-118	90.00	1.243			50.00	2.00	50.00
10H-5-10	90.43	1.249			0.00	3.50	0.00
10H-5-34	90.68	1.252			33.33	2.22	22.22
10H-5-90	91.27	1.260			66.67	3.33	33.33
10H-5-106	91.43	1.262			0.00	3.80	0.00
10H-5-110	91.47	1.262	181.25	20.25	30.77	2.54	26.32

Tab. C4: Größe, Morphotyp und Lösungsindex (einschließlich der Zementationintensität) von *N. pachyderma*/N. atlantica (Bohrung 646)

Proba	Tiefe (m)	Alter (Mio.J.)	Mittelwert (µm)	Standardabweichung (µm)	Retikulater Morphotyp (%)	Lösungsindex	Zementation (%)
10H-6-0	91.89	1.268			0.00	3.00	20.00
10H-6-12	92.01	1.269			0.00	4.00	50.00
11H-1-117	95.12	1.310			0.00	2.67	25.00
11H-1-146	95.45	1.314			50.00	2.75	55.56
11H-3-89	98.19	1.349					25.00
11H-4-6	98.73	1.356			0.00	2.14	18.18
11H-4-42	99.35	1.364	175.60	20.91	100.00	1.50	3.33
12H-1-54	102.03	1.399			0.00	4.00	0.00
12H-1-91	102.46	1.405			33.33	2.00	25.00
11H-6-31	102.60	1.407			50.00	1.93	88.89
12H-1-123	102.83	1.410			0.00		0.00
11H-6-64	102.98	1.411			32.00	2.24	55.88
11H-6-121	103.62	1.420	199.81	24.48	35.71	1.39	9.52
12H-2-60	103.85	1.423	217.12	58.79	22.86	1.83	0.00
12H-2-100	104.32	1.429			13.04	2.78	4.00
12H-3-30	105.25	1.441			8.70	3.30	18.18
12H-3-58	105.57	1.445			47.06	2.41	0.00
12H-3-70	105.71	1.447			37.50	3.88	0.00
12H-3-99	106.05	1.451				1.43	5.88
12H-4-15	106.82	1.461			60.00	1.30	33.33
12H-5-99	109.55	1.498	212.93	36.52	34.38	1.16	15.79
13H-1-29	111.43	1.523	186.16	18.89	23.08	2.03	17.07
13H-1-60	111.79	1.528			0.00	3.60	36.36
13H-1-128	112.57	1.538	197.85	22.54	27.27	1.94	3.03
13H-2-9	112.93	1.543	195.31	20.67	64.00	1.08	3.33
13H-2-81	113.76	1.554			43.75	2.03	5.41
13H-3-91	115.59	1.579	198.83	20.05	45.71	1.74	51.35
13H-3-126	116.00	1.584				2.05	9.52
13H-5-29	118.33	1.616			75.00	3.50	100.00
13H-5-40	118.46	1.617	203.69	30.24	11.63	2.23	0.00
13H-6-3	119.76	1.635			44.00	1.72	13.04
13H-6-41	120.19	1.641			33.33	3.00	0.00
13H-6-59	120.40	1.643			50.00	3.50	66.67
13H-6-60	120.41	1.644			36.36	2.09	38.89
14H-1-28	121.12	1.653			100.00	2.00	42.86
14H-1-41	121.27	1.655			9.09	2.09	0.00
14H-1-83	121.75	1.662			13.33	3.07	22.22
14H-1-135	122.35	1.670				4.00	0.00
14H-2-10	122.63	1.673			13.33	3.20	44.44
14H-2-33	122.90	1.677	186.11	19.33	25.64	1.79	31.70
14H-4-7	126.05	1.719			7.14	2.61	3.57
14H-4-29	126.30	1.723	206.25	36.51	31.43	2.60	18.42
14H-4-145	127.63	1.741	179.43	18.47	50.00	3.37	15.63
14H-5-41	128.16	1.748			17.65	3.09	15.79
14H-5-121	129.08	1.760			60.00	1.27	0.00
14H-5-128	129.16	1.761			0.00	2.45	0.00
14H-6-12	129.55	1.767			0.00	2.00	80.00
14H-6-61	130.11	1.774			50.00	1.50	0.00
16X-1-24	142.55	1.941	263.75	37.60	54.55	0.73	100.00
16X-1-34	143.57	1.955	243.75	38.27	48.84	1.77	0.00
16X-1-60	146.22	1.991	228.57	39.21	13.88	1.67	23.68
16X-1-69	147.14	2.003			50.00	1.81	4.55
16X-1-73	147.54	2.009			38.64	1.52	0.00
17X-1-20	151.47	2.061	215.63	22.10	100.00	1.00	0.00
17X-1-28	152.13	2.070			0.00	1.00	0.00
17X-1-75	156.05	2.123			0.00	2.00	100.00
17X-1-101	158.22	2.152			0.00	0.50	40.00
18X-1-111	161.72	2.199	248.44	38.66	57.58	1.27	9.09
18X-1-141	162.43	2.209			83.33	1.83	15.38
18X-2-9	162.85	2.215			20.00	3.40	0.00
18X-2-82	164.57	2.238	249.62	40.44	44.44	1.61	75.00
18X-3-26	166.79	2.268			15.38	3.54	0.00
18X-3-89	168.27	2.287	253.91	32.51	50.00	3.25	18.75
20X-1-17	178.68	2.428			0.00	3.00	0.00
20X-1-34	178.87	2.430			50.00	3.00	0.00
20X-1-99	179.58	2.440	217.86	41.99	75.00	2.00	12.50
20X-1-141	180.03	2.446					33.33
20X-3-90	182.74	2.482			0.00	3.50	0.00
20X-3-99	182.84	2.483	333.75	54.41	0.00	2.94	19.35
20X-3-113	182.99	2.486			25.00	3.25	20.00
20X-3-129	183.16	2.488	251.92	36.12	87.50	3.00	5.26
20X-4-118	184.67	2.508			0.00	3.00	0.00
20X-5-51	185.58	2.520	290.63	43.75	0.00	3.44	0.00
20X-5-65	185.73	2.522			15.38	2.62	23.08
20X-5-99	186.10	2.527			0.00	3.70	85.71
20X-6-66	187.37	2.544				4.00	0.00
20X-6-107	187.82	2.550			30.43	3.09	37.50
21X-1-111	189.74	2.576			0.00	4.00	100.00

Tab. C4: Größe, Morphotyp und Lösungsindex (einschließlich der Zementationsintensität) von *N. pachyderma/N. atlantica* (Bohrung 646)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio.J.)	Mittelwert (µm)	Standardabweichung (µm)	Retikulater Morphotyp (%)	Lösungsindex	Zementation (%)
21X-1-148	190.26	2.583			16.67	3.83	16.67
21X-2-39	190.83	2.591			33.33	2.83	63.64
21X-2-87	191.49	2.600			0.00	3.42	15.79
21X-2-128	192.06	2.605	275.00	41.77	12.50	3.69	75.00
21X-3-114	193.95	2.623	322.54	57.84	5.88	2.50	0.00
21X-4-80	195.56	2.638			0.00	3.67	0.00
21X-5-23	196.85	2.650	288.39	49.40	50.00	3.67	0.00
21X-5-56	197.31	2.655			0.00	4.00	0.00
21X-5-79	197.63	2.658	250.00	49.05	66.67	2.89	22.22
22X-1-32	198.12	2.662			0.00	3.00	0.00
22X-1-118	198.99	2.670			0.00	3.00	0.00
22X-2-146	200.78	2.687			8.33	3.58	25.00
22X-3-43	201.25	2.692			50.00	4.00	70.59
22X-4-63	202.97	2.708					100.00
22X-4-88	203.22	2.710					100.00
22X-7-41	207.28	2.748			0.00	3.50	100.00
23X-1-81	208.54	2.760	310.25	39.85	2.86	2.31	46.15
23X-2-41	209.96	2.773			0.00	3.00	0.00
23X-2-54	210.13	2.775			0.00	3.19	13.04
23X-2-75	210.40	2.778			0.00	2.38	15.79
23X-2-141	211.25	2.786	315.30	50.49	5.26	2.21	38.89
23X-3-60	212.13	2.794	300.63	45.74	7.69	1.96	3.23
23X-3-123	212.94	2.802			0.00	3.10	83.33
23X-4-41	213.82	2.810	275.00	43.30	0.00	2.75	84.62
23X-4-55	214.00	2.811	310.00	45.79	0.00	1.75	24.32
23X-4-81	214.33	2.815			9.09	2.91	28.57
23X-5-81	216.26	2.833			0.00	2.60	35.71
23X-5-122	216.79	2.838			30.43	2.39	0.00
25X-CC-10	235.70	3.015	262.13	43.90	57.89	1.97	0.00
26X-1-29	236.48	3.023			36.84	3.00	0.00
26X-1-45	236.68	3.025	275.48	52.82	0.00	2.20	0.00
26X-1-129	237.77	3.035			11.11	2.56	0.00
26X-2-37	238.52	3.042			100.00	3.67	0.00
26X-2-129	239.71	3.053			21.43	1.43	0.00
26X-3-14	240.17	3.057	274.38	37.67	11.11	1.00	0.00
26X-3-31	240.39	3.059			12.50	1.88	0.00
26X-3-62	240.79	3.063			5.56	2.78	61.11
26X-3-115	241.48	3.070			12.50	2.63	0.00
26X-4-10	242.06	3.075			0.00	1.86	0.00
26X-4-73	242.87	3.083			25.00	2.33	0.00
26X-4-96	243.17	3.086	251.04	43.74	6.67	3.57	0.00
26X-4-137	243.70	3.091	282.66	58.19	42.86	1.49	0.00
26X-5-31	244.27	3.096			100.00	1.43	7.14
26X-5-90	245.04	3.103			83.33	1.42	7.14
26X-5-128	245.53	3.108			63.64	2.23	79.31

Tab.C5: Maximaler Gehäusedurchmesser von *N. pachyderma*/N. atlantica (Bohrung 646)

Probe	1H-1-95	1H-2-91	1H-3-87	2H-1-123	2H-2-79	2H-3-99	2H-4-45	2H-5-45	3H-2-51	3H-4-34	4H-1-81	4H-2-105	4H-4-11	5H-1-46	5H-5-87	5H-6-148	6H-1-91	6H-2-131
Alter (MJ)	0,010	0,026	0,041	0,085	0,131	0,187	0,181	0,202	0,283	0,292	0,357	0,402	0,431	0,494	0,554	0,576	0,651	0,673
Tiefe (m)	0,95	2,41	3,88	5,48	7,78	9,81	10,96	12,77	19,23	23,09	26,83	28,85	31,00	36,28	42,70	45,09	46,43	48,38
Größe (µm)																		
1	250,00	256,25	281,25	293,75	263,40	227,10	337,90	312,50	318,75	276,10	300,00	239,80	225,00	250,00	250,00	206,25	178,00	187,50
2	262,50	206,25	243,75	300,00	277,90	234,30	250,70	300,00	312,50	257,90	250,00	221,60	243,75	212,50	275,00	206,25	178,00	262,50
3	268,75	300,00	287,50	250,00	286,10	263,40	314,30	262,50	293,75	274,30	300,00	225,20	212,50	225,00	218,75	231,25	193,50	193,75
4	287,50	275,00	256,25	275,00	257,90	239,80	319,70	250,00	312,50	292,50	275,00	225,20	193,75	218,75	212,50	212,50	228,90	200,00
5	331,25	275,00	281,25	312,50	292,50	254,30	276,10	331,25	306,25	297,90	262,50	243,40	212,50	243,75	256,25	206,25	158,00	206,25
6	281,25	218,75	268,75	300,00	287,00	268,80	283,40	237,50	300,00	257,90	275,00	247,00	206,25	212,50	256,25	200,00	201,60	181,25
7	300,00	206,25	200,00	256,25	287,00	238,00	296,10	256,25	287,50	292,50	262,50	285,20	175,00	212,50	256,25	231,25	159,80	187,50
8	243,75	243,75	258,25	300,00	297,90	268,80	267,00	218,75	318,75	281,60	300,00	241,60	231,25	256,25	206,25	237,50	245,20	237,50
9	275,00	325,00	206,25	293,75	303,40	274,30	248,90	400,00	268,75	259,80	275,00	261,60	268,75	250,00	218,75	250,00	163,50	206,25
10	275,00	193,75	231,25	275,00	267,00	254,30	312,50	218,75	275,00	319,70	293,75	214,30	200,00	200,00	231,25	256,25	218,00	225,00
11	281,25	200,00	306,25	306,25	265,20	299,70	279,70	275,00	306,25	248,90	250,00	228,90	162,50	225,00	237,50	218,75	243,40	218,75
12	281,25	256,25	250,00	275,00	263,40	290,60	297,90	262,50	293,75	247,00	243,75	188,90	168,75	250,00	262,50	218,75	212,50	187,50
13	256,25	237,50	293,75	256,25	299,70	257,90	259,80	356,25	250,00	250,70	250,00	239,80	250,00	218,75	237,50	212,50	187,10	187,50
14	268,75	243,75	281,25	268,75		232,50	305,20	306,25	275,00	267,00	218,75	250,70	212,50	231,25	231,25	237,50	199,80	175,00
15	262,50	225,00	256,25	231,25		221,60	292,50	312,50	275,00	263,40	275,00	256,10	225,00	231,25	231,25	237,50	230,70	206,25
16	250,00	300,00	300,00	306,25		234,30	267,00	250,00	287,50	294,30	243,75	247,00	218,75	262,50	250,00	287,50	236,10	162,50
17	306,25	250,00	250,00	312,50		245,20	283,40	243,75	275,00	292,50	293,75	248,90	206,25	206,25	237,50	256,25	234,30	162,50
18	318,75	250,00	312,50	287,50		276,10	290,60	262,50	281,25	256,10	281,25	245,20	250,00	231,25	237,50	237,50	178,00	175,00
19	262,50	225,00	262,50	293,75		261,60	310,60	312,50	275,00	252,50	268,75	208,90	200,00	262,50	256,25	256,25	185,30	
20	268,75	243,75	331,25	300,00		230,70	279,70	250,00	356,25	270,70	262,50	254,30	181,25	268,75	250,00	262,50	188,90	
21	300,00	187,50	231,25	312,50		230,70	276,10	200,00	275,00	238,00	256,25	225,20	200,00	212,50	243,75	250,00		
22	293,75	225,00	293,75	287,50			274,30	343,75	287,50	256,10	293,75	228,90	237,50	168,75	287,50	225,00		
23	275,00	281,25	181,25	281,25			254,30	268,75	275,00	274,30	281,25	238,00	225,00	225,00	281,25	250,00		
24	237,50	256,25	275,00	287,50			305,20	281,25	287,50	296,10	231,25	216,20	187,50	256,25	256,25	225,00		
25	243,75	250,00	212,50	318,75			312,50	193,75	325,00		287,50	232,50	175,00	262,50	237,50	218,75		
26	237,50	237,50	300,00	300,00			277,90	318,75	306,25		262,50	212,50	225,00	200,00	237,50	268,75		
27		250,00	212,50	262,50			247,00	262,50	281,25		287,50	218,00	256,25	225,00	262,50	318,75		
28		256,25	281,25	256,25			287,00	243,75	293,75		256,25	208,90	181,25	237,50	243,75	268,75		
29		275,00	312,50	275,00			270,70	250,00	293,75		225,00	236,10	187,50	256,25	300,00	231,25		
30		293,75	293,75	268,75			268,80	325,00	306,25		237,50			250,00	250,00	250,00		
31		218,75		293,75					268,75		250,00			262,50	237,50	225,00		
32		262,50		262,50					275,00		256,25			237,50		193,75		
33		237,50		200,00					325,00					200,00		212,50		
34		200,00							300,00					218,75		187,50		
35		225,00							331,25					275,00		181,25		
36														275,00		275,00		
37														250,00		250,00		
38														262,50		262,50		
39														237,50		237,50		
40														200,00		206,25		

Tab.C5: Maximaler Gehäusedurchmesser von *N. pachyderma*/N. atlantica (Bohrung 646)

Probe	BH-3-131	BH-5-61	7H-2-142	7H-3-117	7H-6-41	BH-2-6	BH-2-95	BH-3-145	BH-6-30	BH-1-56	BH-3-124	BH-4-32	BH-4-101	BH-5-121	10H-1-85	10H-2-56	10H-5-110	11H-4-42
Alter (MJ)	0.689	0.714	0.773	0.787	0.846	0.902	0.819	0.957	1.018	1.031	1.098	1.108	1.121	1.152	1.174	1.193	1.262	1.394
Tiefe (m)	49.90	52.24	58.04	56.30	63.07	66.68	67.75	70.18	74.20	75.10	79.73	80.46	81.32	83.46	84.98	86.24	91.47	96.35
Größe (µm)																		
1	168.75	156.25	206.25	243.75	196.20	276.10	263.40	225.00	300.00	237.50	300.00	193.75	256.25	225.00	181.25	208.90	175.00	196.20
2	187.50	200.00	225.00	268.75	207.10	267.00	212.50	262.50	250.00	237.50	231.25	231.25	200.00	218.75	187.50	194.40	206.25	154.40
3	181.25	193.75	187.50	231.25	219.80	227.10	178.00	225.00	243.75	200.00	237.50	256.25	200.00	262.50	187.50	227.10	156.25	176.20
4	193.75	200.00	218.75	212.50	227.10	283.40	190.70	250.00	168.75	287.50	250.00	212.50	250.00	206.25	218.75	159.00	168.75	
5	212.50	162.50	212.50	225.00	207.10	232.50	154.40	287.50	225.00	256.25	262.50	225.00	262.50	187.50	250.00	183.50	193.75	
6	212.50	175.00	212.50	218.75	243.40	212.50	263.40	250.00	256.25	175.00	293.75	250.00	175.00	187.50	218.75		187.50	
7	212.50	187.50	206.25	237.50	221.60	283.40	239.80	256.25	261.60	212.50	243.75	262.50	268.75	237.50	193.75		156.25	
8	187.50	187.50	262.50	362.50	232.50	332.40	261.60	275.00	287.50	212.50	243.75	262.50	268.75	237.50	193.75		175.00	
9	182.50	250.00	200.00	250.00	183.50	267.00	254.30	262.50	250.00	162.50	262.50	206.25	250.00	212.50	218.75		175.00	
10	175.00	181.25	231.25	218.75	198.00	199.80	250.70	250.00	262.50	206.25	237.50	225.00	200.00	218.75	225.00		212.50	
11	175.00	243.75	218.75	231.25	236.10	245.20	212.50	268.75	200.00	225.00	250.00	250.00	268.75	193.75	225.00			
12	218.75	312.50	237.50	212.50	261.60	245.20	196.20	256.25	250.00	193.75	231.25	212.50	262.50	175.00	212.50			
13	162.50	181.25	212.50	250.00	221.60	239.80	196.20	218.75	268.75	175.00	293.75	275.00	168.75	250.00	193.75			
14	156.25	193.75	256.25	250.00	228.90	241.60	236.10	275.00	243.75	268.75	243.75	193.75	237.50	243.75	206.25			
15	187.50	275.00	225.00	212.50	232.50	296.10	190.70	218.75	225.00	237.50	318.75	287.50	218.75	231.25	193.75			
16	193.75	256.25	225.00	212.50	207.10	256.10	207.10	218.75	237.50	168.75	218.75	250.00	293.75	193.75	212.50			
17	218.75	200.00	212.50	212.50	248.90	236.10	225.20	262.50	187.50	250.00	218.75	166.25	212.50	193.75	212.50			
18	162.50	243.75	275.00	218.75	254.30	183.50		250.00	218.75	187.50	293.75	237.50	193.75	206.25	225.00			
19		218.75	212.50	218.75	168.90	230.70		275.00	250.00	206.25	231.25	225.00	275.00	200.00	200.00			
20			275.00	206.25	250.70	299.70		262.50	262.50	231.25	281.25	187.50	243.75	175.00	200.00			
21			250.00	200.00	207.10	254.30		300.00	231.25	262.50	200.00	200.00	212.50	168.75	187.50			
22			243.75	262.50	238.00	248.90		293.75	200.00	175.00	262.50	162.50	250.00	200.00	193.75			
23			237.50	206.25	227.10	263.40		225.00	256.25	200.00	243.75	193.75	206.25	181.25	218.75			
24			237.50	256.25	245.20	234.30		206.25	268.75	212.50	293.75	206.25	250.00	212.50	218.75			
25			268.75	262.50	207.10	230.70		256.25	187.50	243.75	225.00	225.00	187.50	212.50	200.00			
26			237.50	200.00	228.90	287.00		325.00	193.75	193.75	225.00	237.50	175.00	231.25	237.50			
27				206.25	218.00	277.90		306.25	231.25	225.00	250.00	243.75	200.00	193.75	237.50			
28				287.50		218.00		262.50	206.25	168.75	250.00	206.25	225.00	200.00	225.00			
29				225.00		254.30		262.50	256.25	218.75	262.50	243.75	281.25	225.00	275.00			
30				287.50		241.60		212.50	212.50	156.25		200.00	237.50	212.50	200.00			
31				193.75		234.30		287.50	275.00	250.00		175.00	237.50	193.75	237.50			
32				212.50				262.50	268.75	262.50		206.25	231.25	218.75	187.50			
33				225.00				225.00		162.50		237.50	262.50	212.50	193.75			
34				218.75				293.75		262.50		282.50	218.75	200.00	175.00			
35								256.25		256.25		293.75	206.25	200.00	225.00			
36								237.50		212.50		225.00	156.25	225.00	193.75			
37										212.50		200.00	225.00	181.25	200.00			
38										212.50		175.00	250.00	193.75	218.75			
39										218.75		256.25	193.75	212.50	237.50			
40										237.50		218.75	256.25	175.00				

Tab.C5: Maximaler Gehäusedurchmesser von *N. pachyderma*/N. atlantica (Bohrung 646)

Probe	12H-2-60	11H-6-121	12H-5-98	13H-1-29	13H-1-128	13H-2-9	13H-3-91	13H-5-40	14H-2-33	14H-4-29	14H-4-145	16X-1-24	16X-1-34	16X-1-60	17X-1-20	18X-1-111	18X-2-82	18X-3-89
Alter (MJ)	1.420	1.423	1.498	1.523	1.538	1.543	1.579	1.617	1.677	1.723	1.741	1.941	1.955	1.991	2.061	2.189	2.238	2.287
Tiefe (m)	103.85	103.82	109.55	111.43	112.57	112.93	115.59	118.46	122.90	126.30	127.63	142.55	143.57	146.22	151.47	161.72	164.57	169.27
Größe (µm)																		
1	156.25	162.50	281.25	200.00	181.25	175.00	200.00	206.25	225.00	193.75	237.50	293.75	237.50	268.75	231.25	250.00	325.00	306.25
2	225.00	256.25	306.25	187.50	206.25	218.75	175.00	187.50	193.75	243.75	175.00	275.00	325.00	250.00	200.00	318.75	275.00	331.25
3	187.50	212.50	181.25	212.50	212.50	237.50	200.00	175.00	218.75	212.50	162.50	237.50	293.75	193.75	200.00	200.00	287.50	250.00
4	350.00	187.50	237.50	212.50	193.75	212.50	175.00	162.50	175.00	175.00	168.75	300.00	262.50	187.50	293.75	293.75	256.25	262.50
5	306.25	175.00	181.25	181.25	200.00	187.50	181.25	250.00	187.50	300.00	187.50	212.50	212.50	237.50	218.75	218.75	262.50	237.50
6	175.00	225.00	218.75	187.50	200.00	156.25	156.25	187.50	156.25	293.75	162.50	256.25	256.25	212.50	212.50	212.50	225.00	243.75
7	231.25	181.25	218.75	187.50	187.50	187.50	206.25	168.75	187.50	275.00	193.75	275.00	206.25	300.00	325.00	325.00	212.50	231.25
8	237.50	175.00	212.50	200.00	231.25	225.00	200.00	187.50	175.00	225.00	168.75	175.00	281.25	250.00	225.00	225.00	281.25	200.00
9	156.25	193.75	193.75	175.00	200.00	193.75	175.00	168.75	175.00	218.75	200.00	200.00	281.25	250.00	218.75	218.75	275.00	268.75
10	162.50	193.75	181.25	175.00	193.75	181.25	200.00	250.00	181.25	218.75	168.75	187.50	250.00	175.00	175.00	175.00	325.00	268.75
11	181.25	218.75	181.25	193.75	193.75	181.25	212.50	181.25	193.75	218.75	187.50	187.50	243.75	181.25	175.00	175.00	325.00	268.75
12	156.25	193.75	243.75	212.50	231.25	187.50	206.25	218.75	187.50	187.50	181.25	168.75	168.75	281.25	282.50	282.50	256.25	262.50
13	200.00	181.25	193.75	156.25	175.00	206.25	200.00	156.25	218.75	168.75	187.50	212.50	212.50	250.00	243.75	243.75	281.25	262.50
14	193.75	262.50	218.75	218.75	187.50	175.00	218.75	237.50	193.75	225.00	193.75	231.25	231.25	250.00	218.75	218.75	156.25	231.25
15	212.50	200.00	187.50	181.25	200.00	212.50	187.50	212.50	168.75	206.25	200.00	225.00	225.00	175.00	225.00	225.00	175.00	262.50
16	187.50	162.50	218.75	175.00	175.00	212.50	187.50	193.75	162.50	167.50	156.25	300.00	300.00	225.00	206.25	206.25	262.50	218.75
17	312.50	193.75	156.25	156.25	181.25	175.00	168.75	200.00	200.00	162.50	162.50	305.00	305.00	262.50	312.50	312.50	243.75	
18	193.75	200.00	168.75	181.25	231.25	212.50	218.75	168.75	168.75	200.00	175.00	262.50	262.50	206.25	200.00	200.00	287.50	
19	193.75	218.75	268.75	175.00	181.25	187.50	218.75	231.25	175.00	218.75	175.00	287.50	287.50	200.00	268.75	268.75	187.50	
20	356.25	225.00	206.25	175.00	268.75	181.25	225.00	193.75	187.50	156.25	187.50	187.50	237.50	287.50	237.50	237.50	212.50	
21	200.00	212.50	187.50	181.25	206.25		200.00	225.00	162.50	162.50	156.25	218.75	218.75	275.00	275.00	275.00	218.75	
22	206.25	200.00	250.00	168.75	218.75		225.00	181.25	225.00	193.75	187.50	225.00	225.00	237.50	237.50	237.50	262.50	
23	212.50	206.25	237.50	206.25	181.25		193.75	187.50	200.00	200.00	175.00	181.25	181.25	287.50	281.25	281.25	250.00	
24		187.50	225.00	175.00	181.25		187.50	162.50	175.00	237.50	156.25	231.25	231.25	300.00	300.00	300.00	275.00	
25		168.75	175.00	187.50	212.50		200.00	181.25	175.00	200.00	175.00	293.75	293.75	250.00	250.00	250.00	262.50	
26		187.50	168.75	162.50	181.25		200.00	212.50	193.75	212.50	256.25	287.50	287.50	250.00	250.00	250.00	300.00	
27		193.75	225.00	200.00	212.50		187.50	218.75	162.50	256.25	187.50	237.50	237.50	256.25	256.25	256.25	300.00	
28		168.75	193.75	156.25	156.25		243.75	218.75		181.25	181.25	187.50	187.50	206.25	206.25	206.25	187.50	
29		231.25	256.25				218.75	243.75		175.00		243.75	243.75	200.00	200.00	200.00	225.00	
30		225.00			181.25		162.50	225.00		156.25		262.50	262.50	250.00	250.00	250.00	237.50	
31		212.50			212.50		212.50	206.25		156.25		250.00	250.00	250.00	250.00	250.00	237.50	
32		206.25			168.75		218.75	212.50		181.25		250.00	250.00	250.00	268.75	268.75	250.00	
33		175.00						193.75		200.00		243.75	243.75	200.00			200.00	
34								243.75		162.50		206.25	206.25	206.25				
35								162.50				262.50	262.50	262.50				
36								175.00				182.50	182.50	182.50				
37								231.25				262.50	262.50	262.50				
38								275.00				288.75	288.75	288.75				
39								250.00				225.00	225.00	225.00				
40												237.50	237.50	237.50				

Tab.C5: Maximaler Gehäusedurchmesser von *N. pachyderma*/N. atlantica (Bohrung 646)

Probe	20X-1-98	20X-3-99	20X-3-129	20X-5-51	21X-2-128	21X-3-114	21X-5-23	21X-5-79	23X-1-81	23X-2-141	23X-3-60	23X-4-41	23X-4-55	25X-CC-10	26X-1-45	26X-3-14	26X-4-96	26X-4-137
Alter (MJ)	2.440	2.483	2.498	2.520	2.605	2.623	2.650	2.658	2.760	2.766	2.794	2.810	2.811	3.015	3.025	3.057	3.066	3.091
Tiefe (m)	179.58	182.84	183.16	185.58	192.06	193.95	198.85	187.63	208.54	211.26	212.13	213.82	214.00	235.70	236.68	240.17	243.17	243.70
Größe (µm)																		
1	175.00	350.00	250.00	343.75	275.00	362.50	193.75	168.75	337.50	318.75	368.75	256.25	250.00	250.00	287.50	225.00	200.00	218.75
2	218.75	412.50	225.00	306.25	318.75	400.00	287.50	293.75	350.00	312.50	250.00	262.50	293.75	256.25	281.25	300.00	300.00	275.00
3	262.50	262.50	262.50	268.75	218.75	312.50	362.50	268.75	318.75	275.00	412.50	356.25	306.25	237.50	400.00	262.50	293.75	256.25
4	181.25	325.00	287.50	243.75	287.50	393.75	300.00	243.75	337.50	325.00	350.00	300.00	318.75	218.75	300.00	268.75	225.00	200.00
5	281.25	318.75	200.00			281.25	293.75	300.00	368.75	250.00	300.00	293.75	337.50	212.50	281.25	231.25	212.50	218.75
6	181.25		250.00			306.25	293.75	225.00	356.25	375.00	287.50	212.50	325.00	193.75	318.75	325.00	275.00	275.00
7	225.00		275.00			356.25	287.50		300.00	256.25	275.00	306.25	262.50	212.50	175.00	237.50		393.75
8			281.25			250.00			293.75	393.25	337.50	237.50	400.00	218.75	225.00	306.25		237.50
9			275.00			450.00			350.00	350.00	237.50	250.00	306.25	281.25	268.75	262.50		300.00
10			275.00			362.50			293.75	356.25	250.00		268.75	250.00	250.00	325.00		331.25
11			268.75			387.50			275.00	256.25	262.50		250.00	225.00	262.50			243.75
12			162.50			331.25			243.75		262.50		287.50	250.00	293.75			350.00
13			262.50			325.00			300.00		318.75		300.00	262.50	237.50			262.50
14						306.25			250.00		287.50		356.25	400.00				406.75
15						331.25			250.00		312.50		387.50	312.50				256.25
16						325.00			312.50		343.75			325.00				400.00
17						287.50			262.50		306.25			268.75				218.75
18						306.25			362.50		243.75			283.75				287.50
19						275.00			318.75		293.75			287.50				287.50
20						281.25			300.00		312.50			250.00				225.00
21						256.25			256.25					293.75				293.75
22						231.25			293.75					312.50				275.00
23						343.75			306.25					275.00				350.00
24						450.00			381.25					300.00				225.00
25						325.00								275.00				275.00
26						275.00								225.00				243.75
27						287.50												325.00
28						231.25												
29																		
30																		
31																		
32																		
33																		
34																		
35																		
36																		
37																		
38																		
39																		
40																		

Tab.C6: Stabile Isotope (*N. pachyderma*/*N. atlantica*) (Bohrung 646)

Probe	Tiefe (m) (m)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
9H-3-62	78.95	0.23	2.29
9H-3-99	79.41	0.26	3.12
9H-3-104	79.48	0.36	2.70
9H-3-124	79.73	0.11	2.45
9H-4-6	79.79	-0.16	2.42
9H-4-18	80.28	0.11	2.77
9H-4-56	80.76	-0.16	2.17
9H-4-86	81.13	0.24	3.28
9H-4-101	81.32	-0.06	2.90
9H-4-104	81.36	0.08	3.54
9H-4-116	81.51	0.04	3.23
9H-4-130	81.69	0.01	3.99
9H-5-6	82.01	0.02	2.83
9H-5-10	82.06	0.14	3.40
9H-5-41	82.45	-0.20	2.97
9H-5-63	82.73	0.46	3.37
9H-5-85	83.01	0.41	2.98
9H-5-121	83.46	0.08	3.01
9H-6-5	83.88	-0.02	2.87
10H-1-8	84.18	-0.10	4.03
10H-1-41	84.53	-0.52	2.84
10H-1-65	84.77	-0.26	3.74
10H-1-85	84.98	-0.31	2.97
10H-1-121	85.36	-0.17	2.84
10H-2-10	85.76	0.05	5.51
10H-3-15	87.37	0.05	3.03
10H-3-54	87.77	-0.24	3.60
10H-3-71	87.95	-0.29	2.89
10H-3-98	88.23	-0.11	3.22
10H-5-110	91.46	-0.22	2.96
11H-4-6	98.73	0.03	3.59
11H-4-42	99.35	-0.28	2.64
11H-4-113	100.15	0.07	3.42
12H-1-61	102.11	-0.35	2.38
11H-6-7	102.33	0.55	2.59
11H-6-31	102.6	0.10	2.29
11H-6-64	102.98	-0.31	2.30
11H-6-66	103	0.11	2.76
12H-1-144	103.08	0.35	3.92
11H-6-86	103.23	0.29	4.08
12H-2-40	103.61	-0.10	1.88
11H-6-121	103.62	-0.31	2.48
12H-2-60	103.8	0.29	2.86
12H-2-85	104.14	-0.21	2.29
12H-2-100	104.32	-0.15	3.29
12H-2-120	104.55	-0.20	2.55
12H-3-99	106.05	-0.09	3.31
12H-3-115	106.24	0.05	4.08
12H-3-131	106.42	-0.05	3.42
12H-4-3	106.68	-0.09	4.47
12H-5-99	109.55	-0.57	2.77
12H-5-113	109.71	-0.31	3.50
13H-1-25	111.38	-0.29	2.52
13H-1-29	111.43	-0.05	2.14
13H-1-55	111.73	-0.30	2.72
13H-1-110	112.36	-0.63	2.88
13H-1-128	112.57	-1.22	2.36
13H-2-9	112.93	-0.30	2.59
13H-2-41	113.3	-0.72	1.91
13H-2-55	113.42	-1.39	2.07
13H-2-81	113.76	-0.67	2.37
13H-3-91	115.59	0.23	2.78
13H-3-118	115.9	-0.63	2.75
13H-3-126	116	0.09	2.15
13H-5-5	118.05	0.32	4.49
13H-5-40	118.46	-0.37	3.00
13H-5-57	118.65	-0.61	2.39
13H-5-87	119	-0.75	2.88
13H-5-111	119.27	-0.66	3.44
14H-1-69	121.59	-0.18	3.40
14H-1-83	121.74	0.09	6.16
14H-1-103	121.98	0.17	3.60

Probe	Tiefe (m) (m)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
14H-2-33	122.9	-0.33	3.48
14H-2-35	122.92	-0.74	3.39
14H-3-100	125.39	0.35	3.38
14H-4-7	126.05	0.19	4.35
14H-4-29	126.3	-0.38	3.94
14H-4-109	127.22	0.09	3.61
14H-4-120	127.34	0.05	3.73
14H-5-20	127.92	-0.47	2.47
14H-5-41	128.16	0.21	3.77
14H-5-98	128.81	0.12	3.42
14H-5-128	129.16	-0.33	3.16
16X-1-24	142.55	-0.04	3.46
16X-1-34	143.57	0.21	3.83
16X-1-47	144.9	0.15	3.59
16X-1-60	146.22	0.36	3.81
16X-1-69	147.14	0.21	3.77
16X-1-73	147.54	0.26	3.91
17X-1-28	152.13	-0.70	2.97
18X-1-111	161.72	0.23	3.49
18X-1-141	162.43	0.02	2.96
18X-2-24	163.2	-0.13	4.21
18X-2-82	164.01	0.54	3.45
18X-3-89	168.27	0.22	3.74
20X-3-99	182.84	1.26	3.08
20X-3-129	183.16	0.29	4.08
20X-5-99	186.1	0.93	2.88
20X-6-107	187.82	-0.52	2.87
21X-2-79	191.38	1.07	3.10
21X-2-87	191.49	1.01	3.21
21X-2-101	191.69	0.76	3.64
21X-2-128	192.06	0.58	3.16
21X-3-114	193.95	0.75	3.02
21X-3-121	194.05	1.28	2.91
21X-5-53	197.27	0.07	3.15
23X-1-81	208.54	0.93	3.09
23X-1-90	208.6	0.85	3.64
23X-2-41	209.96	0.91	3.10
23X-2-54	210.13	1.16	2.62
23X-2-94	210.64	0.10	2.88
23X-2-120	219.97	0.25	2.86
23X-2-141	211.25	0.78	2.80
23X-3-42	211.9	0.94	2.73
23X-3-60	212.13	0.85	2.82
23X-4-34	213.73	0.47	3.19
23X-4-41	213.82	0.91	3.07
23X-4-55	214	0.37	3.35
23X-5-30	215.61	0.78	3.32
23X-5-48	215.84	0.90	2.80
23X-5-81	216.26	1.03	3.00
23X-5-105	216.57	0.31	3.09
23X-5-122	216.79	-0.05	2.75
25X-CC-10	235.7	0.33	4.15
26X-1-14	236.28	-0.20	3.81
26X-1-29	236.48	0.31	3.84
26X-1-45	236.68	-1.01	2.82
26X-2-99	239.33	-0.45	2.74
26X-2-129	239.71	-0.27	2.82
26X-3-14	239.86	-0.48	2.79
26X-3-31	240.39	-0.20	2.68
26X-3-88	241.13	-0.33	2.80
26X-4-10	242.06	-0.65	2.72
26X-4-73	242.87	-1.06	2.64
26X-4-137	243.7	0.07	2.65
26X-5-128	245.53	0.05	2.80

Bohrung 643 (Vøring-Plateau, küstenfern)

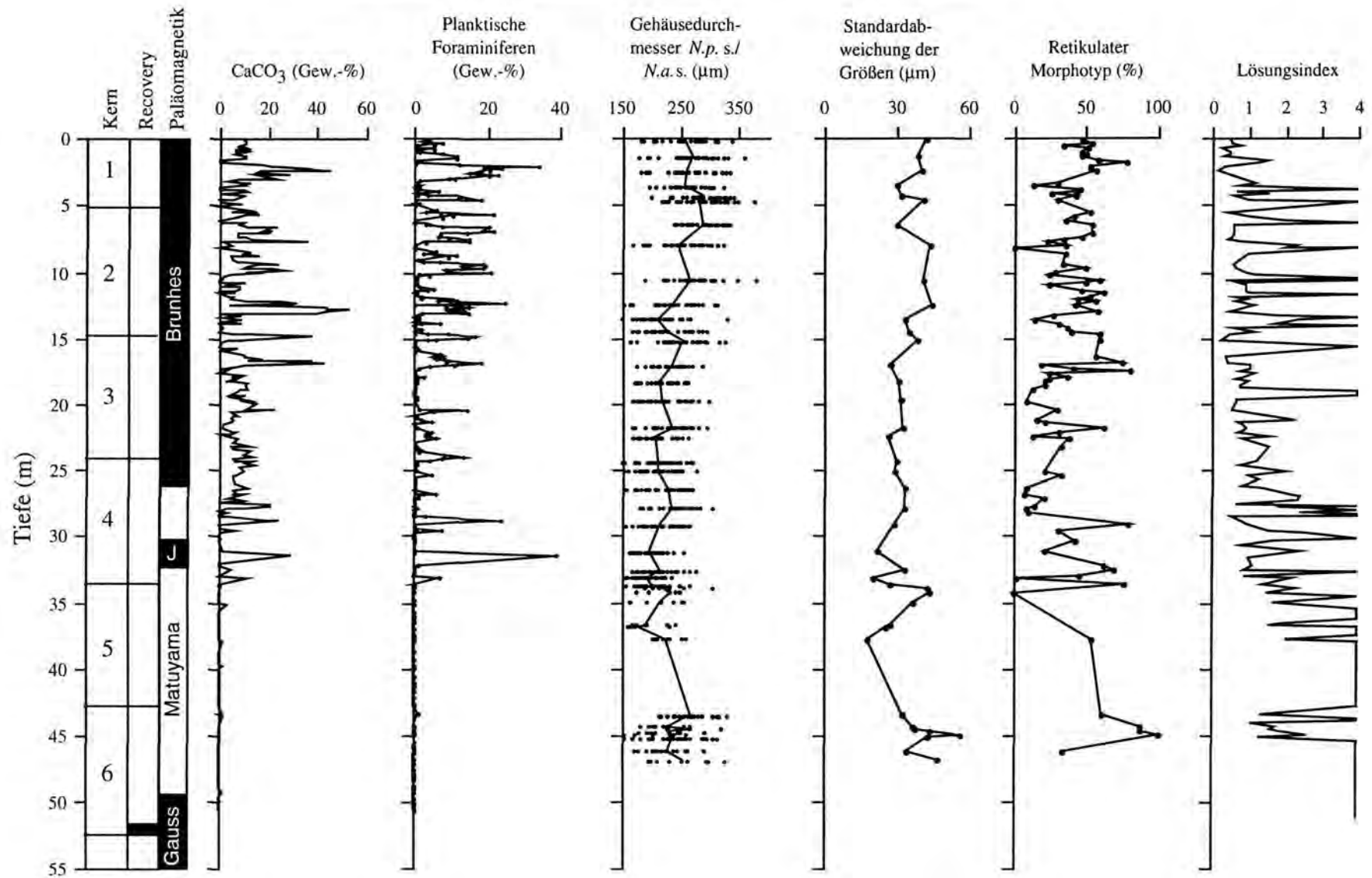


Abb.D: Karbonatgehalt, Mengenanteile der planktischen Foraminiferen (in Gew.-%) im Vergleich zur Karbonaterhaltung und zur Biometrie/Morphometrie der Arten *N. pachyderma/N. atlantica* in der Bohrung 643 (Vøring-Plateau).

Tab.D1: Größe und Morphotyp von *N. pachyderma/N. atlantica* (Bohrung 643)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio.J.)	Mittelwert (µm)	Standardabweichung (µm)	Retikulater Morphotyp (%)
1H-1-20	0.20	0.011	255.19	42.29	47.50
1H-1-141	1.41	0.045	272.18	38.88	46.51
1H-2-101	2.51	0.083	261.90	40.56	57.14
1H-3-62	3.62	0.127	256.02	29.65	13.64
1H-3-141	4.41	0.150	288.10	31.82	42.86
1H-4-21	4.71	0.157	281.56	40.92	30.00
2H-1-120	6.50	0.197	287.58	30.21	53.49
2H-2-120	8.00	0.268	247.23	43.45	35.56
2H-4-82	10.62	0.361	267.78	41.30	59.52
2H-5-120	12.50	0.402	237.13	44.82	42.22
2H-6-82	13.62	0.459	210.61	33.43	13.95
2H-7-21	14.51	0.500	227.72	35.47	39.53
3H-1-42	15.22	0.558	252.32	38.11	60.00
3H-2-82	17.12	0.656	235.29	27.79	19.05
3H-3-58	18.38	0.676	216.09	31.15	20.93
3H-4-42	19.72	0.692	219.79	32.16	9.52
3H-5-100	21.80	0.718	236.08	33.01	62.79
3H-6-20	22.50	0.727	208.50	26.66	13.04
3H-7-56	24.36	0.751	210.76	29.66	30.00
4H-1-80	25.10	0.762	211.11	29.29	20.93
4H-2-40	26.42	0.776	228.29	33.80	9.52
4H-3-60	27.90	0.857	236.96	33.56	9.09
4H-4-40	29.20	0.933	215.81	28.81	79.07
4H-5-94	31.24	1.043	198.21	22.14	20.93
4H-6-80	32.60	1.106	213.74	33.78	69.05
4H-6-140	33.20	1.132	192.08	20.54	2.22
4H-7-40	33.70	1.154	199.70	27.46	76.19
5H-1-17	33.97	1.184	222.28	42.48	0.00
5H-1-42	34.22	1.195	230.70	43.34	
5H-1-123	35.03	1.232	215.87	37.03	
5H-2-142	36.72	1.311	191.17	27.66	
5H-3-12	36.92	1.319	180.73	25.42	
5H-3-102	37.82	1.360	226.32	18.44	54.55
6H-1-20	43.50	1.618	265.97	32.96	60.47
6H-1-102	44.32	1.658	229.20	36.63	87.50
6H-1-120	44.50	1.667	267.03	37.72	
6H-1-142	44.72	1.678	230.00	43.27	87.50
6H-2-20	45.00	1.692	231.13	56.24	100.00
6H-2-42	45.22	1.701	236.77	43.02	
6H-2-142	46.22	2.112	226.96	33.97	34.29
6H-3-61	46.91	2.224	253.31	47.27	

Tab.D2: Maximaler Gehäusedurchmesser von *N. pachyderma*/N. atlantica (Bohrung 643)

Probe	1H-1-20	1H-1-141	1H-2-101	1H-3-62	1H-3-141	1H-4-21	2H-1-120	2H-2-120	2H-4-82	2H-5-120	2H-6-82	2H-7-21	3H-1-42	3H-2-82	3H-3-58	3H-4-42	3H-5-100	3H-6-20	3H-7-56	4H-1-60	4H-2-40															
Tiefe (m)	0.20	1.41	2.51	3.62	4.41	4.71	6.50	8.00	10.62	12.50	13.62	14.51	15.22	17.12	18.38	18.72	21.80	22.50	24.38	25.10	26.42															
Alter (Mio.J.)	0.011	0.045	0.083	0.127	0.150	0.157	0.197	0.268	0.361	0.402	0.459	0.500	0.558	0.656	0.876	0.692	0.718	0.727	0.751	0.762	0.776															
Größe (µm)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
	212.5	254.3	294.3	285.2	290.6	277.9	236.1	256.1	208.9	172.6	221.6	283.4	196.2	247.0	176.2	243.4	279.7	203.4	174.4	205.3	272.5															
	201.6	210.7	241.6	263.4	285.2	374.2	317.9	281.6	238.0	234.3	179.8	199.8	256.1	256.1	178.0	207.1	268.8	187.1	238.0	247.0	196.2															
	290.6	285.2	179.8	241.6	312.5	257.9	288.8	323.4	261.6	270.7	194.4	212.5	208.9	252.5	245.2	247.0	208.9	261.6	248.9	168.9	261.6															
	267.0	301.5	196.2	205.3	310.6	290.6	307.0	265.2	285.2	208.9	187.1	216.2	228.9	263.4	179.8	227.1	230.7	212.5	172.6	201.8	252.5															
	279.7	290.6	252.5	254.3	296.1	268.8	287.0	312.5	321.5	312.5	219.8	227.1	225.2	241.6	198.0	297.9	218.0	199.8	205.3	188.9	158.0															
	279.7	303.4	227.1	268.8	310.6	243.4	308.8	301.5	283.4	163.5	183.5	187.1	228.9	227.1	228.9	227.1	234.3	188.9	219.8	234.3	236.1															
	181.6	252.5	236.1	241.6	274.3	247.0	268.8	223.4	379.7	236.1	225.2	267.0	243.3	250.7	256.1	223.4	267.0	239.8	218.0	176.2	245.2															
	245.2	259.8	247.0	288.8	228.9	345.2	325.2	268.8	347.0	272.5	228.9	261.6	325.2	243.4	234.3	259.8	207.1	218.0	223.4	210.7	268.8															
	276.1	292.5	245.2	238.0	285.2	305.2	257.9	165.3	267.0	257.9	172.6	207.1	281.6	172.6	218.0	223.4	247.0	179.8	225.2	221.6	254.3															
	337.9	272.5	245.2	247.0	308.8	328.8	261.6	230.7	261.6	223.4	187.1	216.2	316.1	208.9	228.9	256.1	259.8	188.9	268.8	239.8	263.4															
	308.8	294.3	303.4	241.6	307.0	243.4	236.1	248.9	272.5	205.3	198.0	268.8	288.8	214.3	259.8	281.6	225.2	261.6	194.4	277.9	196.2															
	310.8	243.4	308.8	221.6	297.9	321.5	323.4	234.3	238.0	279.7	165.3	216.2	270.7	270.7	227.1	205.3	254.3	192.5	243.4	203.4	234.3															
	274.3	321.5	305.2	228.9	277.9	223.4	248.9	190.7	254.3	214.3	227.1	201.6	234.3	247.0	257.9	178.0	234.3	188.9	154.4	221.6	259.8															
	256.1	299.7	327.0	272.5	325.2	307.0	299.7	272.5	187.1	152.6	201.6	245.2	238.0	239.8	178.0	243.4	254.3	214.3	228.9	205.3	267.0															
	205.3	330.6	276.1	301.5	334.3	279.7	296.1	256.1	268.8	230.7	234.3	176.2	281.6	263.4	174.4	212.5	250.7	250.7	168.9	221.6	168.9															
	250.7	279.7	281.6	263.4	259.8	216.2	310.6	183.5	285.2	287.0	263.4	227.1	292.5	187.1	212.5	192.5	292.5	203.4	214.3	179.8	223.4															
	207.1	277.9	238.0	283.4	277.9	227.1	248.9	283.4	257.9	165.3	203.4	243.4	163.5	254.3	208.9	181.6	210.7	232.5	232.5	219.8	207.1															
	183.5	328.8	261.6	265.2	301.5	339.7	327.0	247.0	219.8	307.0	199.8	216.2	174.4	247.0	261.6	196.2	208.9	212.5	203.4	239.8	208.9															
	274.4	312.5	281.6	241.6	276.1	259.8	296.1	250.7	301.5	270.7	185.3	227.1	257.9	256.1	205.3	225.2	187.1	167.1	232.5	192.5	248.9															
	307.0	252.5	272.5	283.4	301.5	221.6	239.8	219.8	307.0	219.8	328.8	203.4	236.1	203.4	172.6	221.6	294.3	208.9	176.2	181.6	174.4															
	230.7	248.9	277.9	257.9	270.7	305.2	307.0	219.8	281.5	274.3	205.3	219.8	234.3	227.1	190.7	185.3	170.7	179.8	216.2	216.2	270.7															
	285.2	292.5	277.9	207.1	268.8	267.0	296.1	292.5	223.4	245.2	187.1	199.8	259.8	254.3	230.7	205.3	268.8	245.2	210.7	243.4	256.1															
	201.6	263.4	334.3	305.2	279.7	307.0	277.9	188.9	247.0	219.8	205.3	279.7	250.7	256.1	170.7	179.8	210.7	212.5	259.8	152.6	247.0															
	248.9	243.4	317.9	241.6	250.7	325.2	299.7	321.5	265.2	267.0	150.7	172.6	277.9	223.4	227.1	174.4	201.6	178.0	198.0	252.5	205.3															
	216.2	276.1	257.9	297.9	234.3	323.4	319.7	285.2	290.6		221.6	192.5	292.5	223.4	239.8	219.8	230.7	232.5	192.5	181.6	179.8															
	274.3	265.2	236.1	263.4	341.5	239.8	267.0	188.9	227.1	201.6	201.6	254.3	221.6	234.3	257.9	267.0	241.6	218.0	203.4	-190.7	223.4															
	283.4	192.5	332.4	196.2	198.0	301.5	250.7	241.6	303.4	212.5	212.5	218.0	236.1	287.0		199.8	281.6	172.6	196.2	247.0	188.9															
		288.8	188.9	323.4	314.3	281.6	292.5	221.6	223.4	198.8	198.8	214.3	250.7	174.4		223.4	203.4	187.1	205.3	205.3	230.7															
		357.9	227.1	261.6	323.4	287.0	297.9	227.1	257.9	227.1	227.1	287.0	223.4	199.8		176.2	252.5		150.7	208.9	254.3															
		265.2	243.4	247.0	299.7	305.2	332.4	194.4	257.9			294.3	290.6	232.5		192.5	234.3		225.2	225.2	190.7															
		277.9	257.9	243.4	223.4	316.1	328.8				250.7	167.1	281.6			248.9	257.9		218.0	250.7	232.5															
		196.2	268.8	243.4	283.4	223.4	247.0				267.0	292.5				167.1	167.1		214.3	181.6																
		241.6	190.7	238.0	219.8	283.4					247.0	219.8				218.0	238.0		265.2	238.0																
		292.5			290.6	290.6					196.2	268.8				268.8	159.8		208.9	183.5																
		178.0									167.1					221.6				225.2																

Tab.D2: Maximaler Gehäusedurchmesser von *N. pachyderma*/N. atlantica (Bohrung 643)

Probe	4H-3-60	4H-4-40	4H-5-94	4H-6-80	4H-6-140	4H-7-40	5H-1-17	5H-1-42	5H-1-123	5H-2-142	5H-3-12	5H-3-102	6H-1-20	6H-1-102	6H-1-120	6H-1-142	6H-2-20	6H-2-42	6H-2-142	6H-3-61																	
Tiefe (m)	27.90	29.20	31.24	32.60	33.20	33.70	33.97	34.22	35.03	36.72	36.92	37.82	43.60	44.32	44.50	44.72	45.00	45.22	46.22	46.91																	
Alter (Mio.J.)	0.857	0.933	1.043	1.106	1.132	1.154	1.184	1.195	1.232	1.311	1.319	1.360	1.618	1.658	1.667	1.678	1.692	1.701	2.112	2.224																	
Größe (µm)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	
1	230.7	228.9	214.3	165.3	172.6	176.2	168.9	297.9	196.2	168.9	183.5	234.3	263.4	310.6	257.9	287.0	332.4	188.9	247.0	265.2																	
2	250.7	243.4	221.6	227.1	192.5	203.4	256.1	228.9	250.7	174.4	228.9	207.1	274.3	203.4	227.1	288.8	259.8	259.8	223.4	263.4																	
3	243.4	190.7	227.1	194.4	185.3	267.0	305.2	247.0	238.0	241.6	161.7	225.2	247.0	181.6	317.9	190.7	170.7	154.4	245.2	296.1																	
4	305.2	232.5	212.5	219.8	223.4	230.7	187.1	241.6	163.5	190.7	179.8	252.5	225.2	219.8	265.2	205.3	234.3	199.8	208.9	294.3																	
5	239.8	201.6	203.4	208.9	165.3	219.8	214.3	174.4	192.5	174.4	170.7	221.6	265.2	228.9		247.0	203.4	203.4	192.5	327.0																	
6	265.2	205.3	163.5	187.1	196.2	188.9	214.3	194.4	254.3	225.2	159.8	225.2	312.5	228.9		245.2	257.9	219.8	259.8	208.9																	
7	283.4	221.6	238.0	176.2	210.7	223.4	228.9			187.1		228.9	265.2	267.0		178.0	154.4	201.6	225.2	199.8																	
8	257.9	216.2	178.0	194.4	188.9	214.3	203.4			167.1		201.6	238.0	254.3		198.0	236.1	265.2	257.9	196.2																	
9	185.3	265.2	216.2	241.6	223.4	181.6						208.9	328.8	225.2				179.8	227.1	210.7																	
10	270.7	185.3	174.4	216.2	199.8	221.6							314.3					185.3	190.7																		
11	179.8	192.5	194.4	188.9	172.6	210.7							236.1					194.4	290.6																		
12	243.4	243.4	194.4	183.5	219.8	218.0							316.1					165.3	261.6																		
13	196.2	203.4	187.1	234.3	218.0	170.7							254.3					310.6	170.7																		
14	228.9	167.1	165.3	267.0	194.4	192.5							212.5					248.9	288.8																		
15	259.8	165.3	190.7	172.6	234.3	185.3							216.2					257.9	203.4																		
16	219.8	248.9	172.6	256.1	174.4	158.0							303.4					243.4	176.2																		
17	179.8	256.1	196.2	199.8	181.6	192.5							270.7					238.0	238.0																		
18	276.1	247.0	214.3	277.9	170.7	221.6							270.7					230.6	205.3																		
19	238.0	188.9	192.5	167.1	199.8	176.2							254.3					230.6	205.3																		
20	181.6	221.6	205.3	265.2	159.8	168.9							241.6					285.2	205.3																		
21	247.0	178.0	218.0	210.7	192.5	183.5							270.7					230.6	205.3																		
22	245.2	158.0	203.4	178.0	176.2	265.2							270.7					230.6	205.3																		
23	199.8	198.0	216.2	267.0	187.1	183.5							285.2					230.6	205.3																		
24	238.0	230.7	176.2	207.1	198.0	248.9							270.7					230.6	205.3																		
25	270.7	234.3	201.6	243.4	158.0	212.5							270.7					230.6	205.3																		
26	248.9	207.1	170.7	188.9	221.6	208.9							270.7					230.6	205.3																		
27	212.5	250.7	219.8	232.5	199.8	178.0							270.7					230.6	205.3																		
28		261.6	172.6		194.4	183.5							270.7					230.6	205.3																		
29		199.8	181.6		179.8	172.6							270.7					230.6	205.3																		
30		221.6	208.9		207.1	168.9							270.7					230.6	205.3																		
31		236.1	163.5		190.7	178.0							270.7					230.6	205.3																		
32		216.2	199.8		158.0	192.5							270.7					230.6	205.3																		
33		187.1	254.3			218.0							270.7					230.6	205.3																		
34		185.3	190.7			174.4							270.7					230.6	205.3																		
35		238.0											270.7					230.6	205.3																		
36		241.6											270.7					230.6	205.3																		

Bohrung 644, Vøring-Plateau, küstennah)

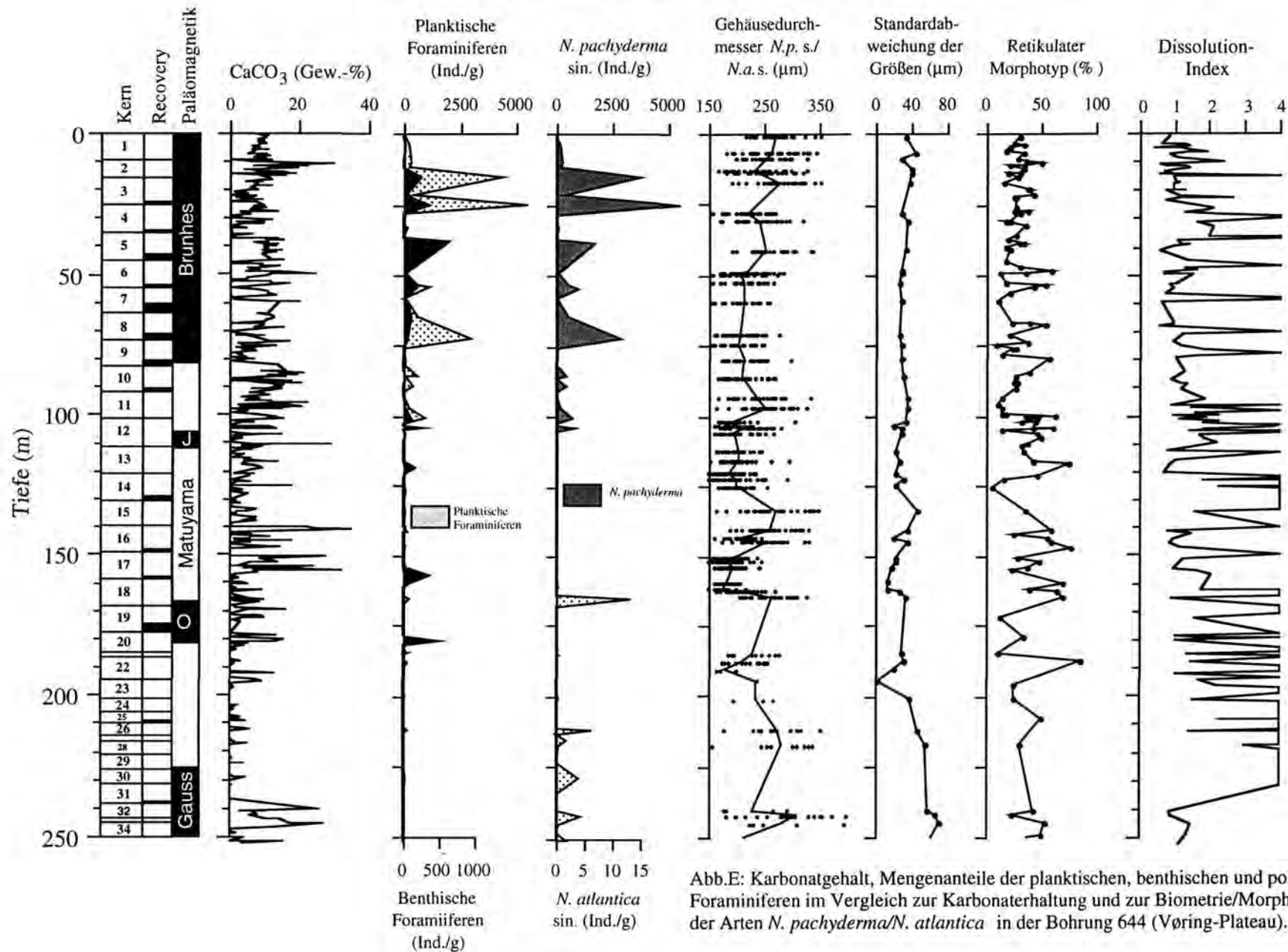


Abb.E: Karbonatgehalt, Mengenanteile der planktischen, benthischen und polaren Foraminiferen im Vergleich zur Karbonaterhaltung und zur Biometrie/Morphometrie der Arten *N. pachyderma*/*N. atlantica* in der Bohrung 644 (Vøring-Plateau).

Tab.E1: Karbonatgehalte (Bohrung 644)

Probe	Tiefe (m)	CaCO3 (Gew.-%)
1H-1-33	0.33	8.11
1H-3-33	3.33	9.84
1H-5-96	6.96	7.06
1H-6-69	8.19	11.34
2H-1-3	9.23	9.42
2H-1-93	10.13	7.37
2H-5-36	15.56	11.33
3H-1-32	16.52	11.83
3H-2-2	17.72	7.92
3H-5-73	22.93	6.31
3H-6-37	24.07	7.71
4H-4-96	31.16	3.53
4H-4-131	31.51	1.99
4H-6-2	33.22	7.39
5H-4-118	40.88	10.25
5H-5-68	41.88	9.95
6H-1-33	45.03	15.51
6H-4-9	49.29	13.60
6H-4-36	49.56	24.41
6H-6-73	52.93	11.92
7H-2-20	55.40	6.86
7H-4-55	59.25	12.70
7H-4-69	59.39	14.14
8H-1-11	63.81	10.73
8H-4-34	68.54	15.61
8H-4-52	68.72	13.20
9H-1-48	73.68	14.29
9H-1-69	73.89	16.71
9H-CC-12	82.32	13.72
10H-2-34	84.54	9.17
10H-2-67	84.87	17.47
10H-2-97	85.17	14.32
10H-2-130	85.50	19.72
10H-3-69	86.39	15.94
10H-3-92	86.62	8.36
10H-4-109	88.29	9.30
10H-4-135	88.55	14.60
10H-5-8	88.78	10.58
10H-5-29	88.99	14.51
10H-5-68	89.38	13.06
10H-5-135	90.05	13.85
10H-6-11	90.31	10.86
10H-CC-20	91.90	5.80
11H-1-11	92.31	9.07
11H-3-49	95.69	18.95
11H-3-69	95.89	18.04
11H-3-129	96.49	16.29
11H-4-10	96.80	3.07
11H-4-88	97.58	12.54
11H-4-135	98.07	7.40
11H-6-135	101.05	15.50
11H-7-10	101.30	13.45

Probe	Tiefe (m)	CaCO3 (Gew.-%)
12H-2-110	104.30	11.01
12H-2-127	104.47	8.27
12H-4-52	106.72	1.75
12H-4-73	106.93	14.79
12H-6-111	110.31	21.32
12H-6-137	110.57	11.28
13H-3-83	115.03	1.01
13H-4-87	116.57	13.98
14H-2-56	122.76	1.05
14H-3-113	124.83	0.43
15H-1-11	130.31	0.09
15H-5-42	136.62	7.81
15H-6-10	137.80	3.60
16H-1-62	140.32	21.77
16H-1-82	140.52	24.49
16H-1-84	140.54	25.69
16H-3-19	142.89	0.99
16H-3-82	143.52	11.78
16H-4-42	144.64	1.82
16H-4-62	144.82	16.50
16H-4-82	145.02	16.45
16H-5-42	146.12	1.03
16H-5-62	146.32	0.59
16H-5-82	146.52	0.10
17H-1-13	149.33	0.00
17H-4-13	153.83	2.39
17H-4-62	154.32	23.74
17H-4-82	154.52	10.99
17H-5-42	155.62	6.85
17H-6-13	156.83	2.14
17H-6-86	157.56	0.00
17H-7-26	158.06	2.57
17H-CC-10	158.60	0.50
18H-1-82	159.52	0.60
18H-3-82	162.52	1.24
18H-4-22	163.42	1.85
18H-4-82	164.02	0.42
18H-5-82	165.52	0.00
18H-6-22	166.42	0.13
19H-1-95	169.15	1.87
19H-1-145	169.65	16.25
20H-2-22	179.42	0.54
22H-4-82	192.12	10.42
23H-1-60	194.70	9.24
24H-2-82	203.42	2.79
28H-1-62	216.72	1.89
32H-2-62	240.22	25.92
32H-2-82	240.42	22.71
32H-2-106	240.66	4.55
32H-4-82	243.42	10.44
34H-1-82	246.82	13.45
34H-5-82	251.32	0.05

Tab.E2: Foraminiferenvergesellschaftung (Bohrung 644)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio.J.)	Benthos Ind./g	Plankton Ind./g	N.p. Ind./g	N.l. Ind./g	N.a.sln Ind./g	N.a.dex Ind./g	Gl.b. Ind./g	Gl.q. Ind./g	Gr.l. Ind./g	Gr.t. Ind./g	Gr.s. Ind./g	Gg.g. Ind./g	Gg.u. Ind./g	Or.u. Ind./g	Div. Ind./g
1H-1-102	1.02	0.016	19.27	84.39	82.39	0.66	0.00	0.00	0.00	0.66	0.66	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1H-3-102	4.02	0.032	34.95	287.18	259.83	6.08	0.00	0.00	7.60	13.68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-1-122	10.42	0.079	17.32	303.61	263.20	6.93	0.00	0.00	23.09	6.93	0.00	0.00	0.00	2.31	0.00	0.00	1.15
2H-2-122	11.92	0.100	18.26	273.97	247.18	3.65	0.00	0.00	9.74	8.52	0.00	0.00	0.00	4.87	1.22	0.00	0.00
2H-4-142	15.12	0.141	258.32	4365.69	3745.71	129.16	0.00	0.00	232.49	258.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-4-102	21.72	0.192	25.84	426.00	403.12	8.86	0.00	0.00	7.38	5.91	0.74	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-6-96	24.68	0.249	379.82	12888.63	12686.05	75.96	0.00	0.00	0.00	75.96	0.00	0.00	0.00	50.64	0.00	0.00	0.00
4H-2-102	28.22	0.271	17.17	46.84	45.13	0.25	0.00	0.00	0.49	0.98	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-4-142	31.62	0.294	0.10	0.15	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-5-122	32.92	0.303	18.63	116.95	114.17	0.40	0.00	0.00	0.79	1.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5H-1-141	36.61	0.329	0.00	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5H-2-102	37.72	0.336	636.00	1810.00	1720.00	36.00	0.00	0.00	4.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6H-3-101	48.71	0.466	41.01	97.09	91.27	2.91	0.00	0.00	0.53	2.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6H-6-66	53.06	0.567	168.04	589.94	589.94	28.60	0.00	0.00	0.00	3.58	0.00	0.00	0.00	7.15	0.00	0.00	0.00
7H-1-14	54.34	0.604	213.33	1112.62	1053.54	36.10	0.00	0.00	9.85	13.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7H-2-127	56.97	0.618	0.42	0.11	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7H-3-3	57.23	0.620	62.60	140.05	133.69	4.24	0.00	0.00	2.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8H-1-79	64.49	0.648	133.01	594.62	559.41	7.82	0.00	0.00	0.00	27.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8H-7-3	72.73	0.701	72.65	2988.97	2905.95	83.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9H-2-82	75.52	0.715	4.21	14.78	13.96	0.62	0.00	0.00	0.10	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9H-5-3	79.23	0.759	13.83	63.16	60.75	0.60	0.00	0.00	0.00	0.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.20
9H-5-135	82.14	0.770	8.04	40.80	40.19	0.00	0.00	0.00	0.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-1-41	83.11	0.780	3.75	239.70	226.22	11.24	0.00	0.00	1.50	0.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-2-142	85.62	0.805	34.50	568.17	503.23	4.06	0.00	0.00	12.18	36.53	0.00	0.00	0.00	6.09	0.00	0.00	6.09
10H-3-22	85.92	0.809	39.20	83.73	57.59	0.97	0.00	0.00	5.81	13.55	0.48	0.00	0.00	0.97	0.00	0.00	4.36
10H-5-3	88.73	0.841	2.29	457.80	439.48	11.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.29	0.00	0.00	4.58
10H-6-58	90.78	0.864	4.15	8.78	8.19	0.36	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12
11H-1-22	92.42	0.887	2.46	6.43	6.43	0.17	0.00	0.00	0.04	0.09	0.04	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00
11H-4-42	97.12	0.920	34.35	267.93	252.81	10.30	0.00	0.00	2.75	1.37	0.00	0.00	0.89	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-6-122	100.92	0.958	107.20	953.60	782.40	12.80	0.00	0.00	65.60	60.80	0.00	0.00	0.00	8.00	0.00	0.00	24.00
12H-1-122	102.92	0.980	1.05	3.69	3.32	0.18	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14
12H-2-62	103.82	0.989	0.12	0.62	0.43	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
12H-2-102	104.22	0.993	54.44	888.04	871.03	0.00	0.00	0.00	10.21	6.80	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12H-3-62	105.32	1.004	0.32	5.11	4.72	0.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00
12H-4-22	106.42	1.016	44.65	55.46	48.41	1.41	0.00	0.00	1.41	2.82	0.00	0.00	0.00	0.94	0.00	0.00	0.47
12H-6-42	109.62	1.050	0.00	0.45	0.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13H-4-102	116.72	1.133	21.34	16.84	15.87	0.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13H-6-62	119.32	1.163	164.44	48.01	44.41	2.40	0.00	0.00	1.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13H-7-102	121.22	1.185	44.88	70.24	57.90	1.46	0.00	0.00	9.27	1.22	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00	0.00	0.24
14H-1-99	122.69	1.203	2.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14H-2-3	123.23	1.211	12.28	25.69	25.08	0.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14H-4-3	125.23	1.259	28.71	10.51	10.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14H-4-117	126.37	1.278	49.74	1.04	0.26	0.09	0.00	0.00	0.00	0.43	0.09	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.09
15H-1-122	131.42	1.324	18.14	4.01	0.00	0.37	0.00	0.00	0.93	1.79	0.00	0.00	0.00	0.31	0.00	0.00	0.62
15H-2-22	131.92	1.330	0.45	0.45	0.30	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00
15H-2-62	132.32	1.336	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15H-2-102	132.72	1.340	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15H-3-82	134.02	1.357	35.52	18.32	13.12	1.12	0.00	0.00	0.80	2.40	0.00	0.00	0.00	0.56	0.00	0.00	0.32
15H-7-42	139.62	1.426	0.61	0.18	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16H-1-23	139.93	1.432	28.07	20.98	16.79	1.31	0.00	0.00	0.52	2.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16H-2-23	141.43	1.453	27.65	189.07	82.95	9.72	0.00	0.00	11.96	70.25	8.22	0.00	0.00	2.99	0.00	0.00	2.99
16H-2-44	141.64	1.455	13.76	18.08	10.66	0.62	0.00	0.00	2.78	2.01	0.00	0.00	0.00	0.77	0.00	0.00	1.24
16H-4-120	145.20	1.507	1.50	10.78	2.79	0.32	0.00	0.00	2.25	3.06	0.91	0.00	0.00	0.54	0.00	0.00	0.91
16H-5-23	145.93	1.515	2.48	96.33	26.05	1.65	0.00	0.00	2.48	64.50	0.00	0.00	0.00	1.24	0.00	0.00	0.41
17H-1-58	149.78	1.556	4.75	9.49	3.34	0.00	0.00	0.00	0.18	5.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.35
17H-4-58	154.28	1.615	25.47	23.97	20.22	1.00	0.00	0.00	0.50	2.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00
17H-5-139	156.59	1.646	375.86	69.57	58.14	3.11	0.00	0.00	1.04	4.15	0.00	0.00	0.00	3.11	0.00	0.00	0.00
18H-1-122	159.92	1.683	97.90	46.35	39.96	0.40	0.00	0.00	3.20	1.20	0.00	0.00	0.00	0.40	0.00	0.00	1.20

Tab.E2: Foraminiferengesellschaftung (Bohrung 644)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio.J.)	Benthos Ind./g	Plankton Ind./g	N.p. Ind./g	N.I. Ind./g	N.a.s in Ind./g	Nadex Ind./g	Glb. Ind./g	Gl.q. Ind./g	Gr.l. Ind./g	Gr.z. Ind./g	Gr.a. Ind./g	Gg.p. Ind./g	Gg.u. Ind./g	Or.u. Ind./g	Div. Ind./g
18H-2-102	161.22	1.689	1.66	2.03	0.47	0.00	0.36	0.00	0.42	0.52	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.05
18H-3-42	162.12	1.711	2.77	5.30	1.34	0.10	0.14	0.00	1.19	2.48	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00
18H-4-102	164.22	1.737	0.16	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
18H-5-102	165.72	1.756	6.68	226.60	226.60	4.90	13.36	0.00	23.59	12.02	0.00	0.00	0.00	4.90	0.00	0.00	1.78
18H-7-42	168.12	1.787	2.36	0.72	0.27	0.00	0.00	0.00	0.21	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
19H-2-100	170.70	1.834	3.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
19H-3-120	172.40	1.866	1.76	22.82	0.00	6.00	0.00	1.76	2.94	9.53	1.88	0.00	0.00	0.24	0.00	0.00	0.47
19H-4-22	172.92	1.875	11.99	1.78	0.05	0.63	0.00	0.00	0.26	0.63	0.00	0.00	0.05	0.10	0.00	0.00	0.05
19H-4-100	173.70	1.890	5.49	1.25	0.00	0.18	0.00	0.00	0.24	0.18	0.18	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.30
20H-1-42	178.12	1.915	0.13	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20H-1-142	179.12	1.928	49.27	58.68	0.00	2.02	0.00	0.00	2.24	52.41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.90
20H-2-142	180.62	1.948	495.63	286.47	0.00	23.60	0.00	0.00	22.79	233.57	0.00	0.00	0.00	4.07	0.00	0.00	2.44
20H-3-122	181.92	1.967	24.08	10.28	0.00	0.30	0.00	0.00	2.52	6.05	0.00	0.00	0.00	0.60	0.00	0.00	0.81
20H-4-122	183.42	1.989	0.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20H-5-42	184.12	1.999	25.70	0.70	0.00	0.00	0.00	0.05	0.21	0.27	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.11
20H-5-82	184.52	2.005	4.32	0.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.76	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
20H-5-102	184.72	2.008	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21H-1-22	185.02	2.011	26.61	175.19	1.66	59.88	0.55	8.32	100.90	2.77	0.00	0.00	0.00	0.55	0.00	0.00	0.55
21H-1-62	185.42	2.017	0.12	0.25	0.00	0.12	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
21H-1-102	185.82	2.023	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22H-1-102	187.02	2.041	14.44	0.73	0.00	0.42	0.00	0.10	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22H-2-42	188.72	2.064	62.51	0.39	0.00	0.33	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22H-3-22	190.02	2.082	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22H-3-102	190.82	2.094	0.05	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
22H-4-42	191.72	2.106	12.76	7.50	0.05	0.49	0.00	0.00	2.93	3.26	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.71
22H-4-121	192.51	2.117	0.00	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22H-5-42	193.22	2.124	3.37	0.79	0.16	0.05	0.00	0.00	0.11	0.37	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.05
23H-1-39	194.49	2.150	14.46	9.43	0.23	7.13	0.00	0.00	1.84	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	0.00	0.00
23H-2-42	196.02	2.169	3.57	20.24	0.06	3.57	0.00	1.13	3.04	8.33	0.00	0.00	0.42	2.32	0.00	0.00	1.37
23H-2-102	196.62	2.177	8.64	4.42	0.00	0.42	0.00	0.00	1.90	2.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23H-3-102	198.12	2.197	3.36	0.21	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
23H-5-122	201.32	2.238	12.94	82.21	0.00	14.08	0.38	3.81	3.81	57.85	0.00	0.00	0.76	0.76	0.00	0.00	0.76
24H-1-122	202.32	2.265	0.00	0.05	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
24H-3-142	205.52	2.311	0.76	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
25H-2-62	208.12	2.353	7.72	20.77	0.00	1.13	0.13	0.40	10.52	6.92	0.00	0.00	0.00	0.80	0.00	0.00	0.73
25H-3-42	209.42	2.374	3.34	6.03	0.00	3.34	0.00	0.00	2.37	0.22	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00
26H-1-22	210.72	2.388	3.70	0.37	0.00	0.09	0.00	0.00	0.09	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
26H-1-62	211.12	2.394	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
26H-2-22	212.22	2.409	74.41	17.40	1.85	0.74	6.66	1.11	4.81	1.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.74
26H-2-122	213.22	2.424	10.73	1.53	0.15	0.00	0.00	0.00	0.54	0.25	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00
26H-3-22	213.72	2.431	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
27H-1-102	215.32	2.455	14.91	3.94	0.18	0.00	1.83	0.09	0.92	0.18	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	0.00	0.50
28H-1-142	217.52	2.486	9.09	1.05	0.05	0.00	0.52	0.00	0.24	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14
29H-2-102	223.62	2.577	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
30H-2-102	228.62	2.649	25.76	14.45	0.44	0.12	3.92	0.87	5.79	0.56	0.00	0.00	0.00	0.44	0.00	0.00	2.30
31H-2-102	234.62	2.738	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
31H-2-142	235.02	2.744	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
32H-2-102	240.62	2.822	7.98	3.40	0.11	0.00	0.21	0.16	2.34	0.43	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.11
32H-3-102	242.12	2.844	22.14	10.72	0.00	0.00	4.35	0.00	5.44	0.49	0.00	0.00	0.00	0.33	0.00	0.00	0.11
33H-1-122	244.92	2.884	17.13	11.31	0.00	0.00	0.44	0.81	8.63	0.69	0.00	0.00	0.00	0.50	0.00	0.00	0.25
34H-2-122	248.72	2.932	7.47	4.70	0.18	0.00	0.30	0.00	3.86	0.30	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
34H-5-142	251.92	2.971	10.80	9.85	0.00	0.00	1.78	0.06	7.48	0.12	0.00	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.24

Tab.E3: Größe, Morphotyp und Lösungsindex von *N. pachyderma/N. atlantica* (Bohrung 644)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio.J.)	Mittelwert (µm)	Standardabweichung (µm)	Retikulater Morphotyp (%)	Lösungsindex
1H-1-102	1.02	0.016	270.26	33.09	30.77	
1H-5-102	7.02	0.048	262.76	45.51	33.33	
1H-6-142	8.92	0.058	251.77	29.78	28.21	
2H-3-62	12.82	0.109	235.65	39.49	33.33	
2H-4-22	13.92	0.129	241.11	40.83	31.25	
3H-1-122	17.42	0.134	276.84	37.99	17.07	
4H-2-102	28.22	0.272	219.68	29.06	30.30	
4H-4-82	31.02	0.329	240.87	34.71	18.60	
5H-4-137	41.07	0.379	253.22	32.53	22.50	
6H-3-122	48.92	0.432	222.14	28.97	59.52	
6H-4-42	49.62	0.441	205.89	29.51	12.82	
6H-6-59	52.79	0.519	213.79	27.84	18.75	
7H-4-65	59.35	0.575	213.74	28.64	10.53	
8H-5-122	70.92	0.602	206.76	27.51	22.50	
9H-1-142	74.62	0.676	204.43	28.49	10.00	
9H-5-23	79.43	0.760	213.97	28.90	56.76	
10H-3-57	86.27	0.813	210.47	32.28	26.47	
11H-1-142	93.62	0.884	240.23	36.19	13.95	
11H-4-42	97.12	0.920	252.75	35.89	13.89	
12H-1-22	101.92	0.970	198.81	32.73	31.58	
12H-2-62	103.82	0.989	179.83	20.30	20.00	3.80
12H-2-102	104.22	0.993	224.35	29.92	8.82	1.82
12H-4-22	106.42	1.016	198.13	29.15	17.24	1.69
13H-1-146	112.66	1.087	205.20	22.70	33.33	
13H-4-42	116.12	1.129	205.01	27.60	43.24	
13H-7-122	121.42	1.187	184.80	22.53	46.15	
14H-2-43	122.63	1.219	198.56	30.53	17.14	1.80
14H-4-3	125.23	1.259	199.81	21.93	5.56	2.28
15H-3-102	134.22	1.359	269.16	45.83	36.59	
16H-1-120	140.90	1.445	259.92	36.29	59.46	
16H-3-102	143.72	1.484	205.11	20.80	54.84	
16H-4-120	145.40	1.507	251.73	35.04	58.33	
17H-2-22	150.92	1.571	192.15	22.46	29.41	
17H-3-22	152.42	1.591	185.90	22.04	48.65	
17H-4-102	154.72	1.621	191.87	18.39	38.24	
18H-1-122	159.92	1.683	181.84	14.40	68.97	
18H-3-42	162.12	1.711	175.32	12.72	40.00	
18H-3-122	162.92	1.721	206.32	26.26	64.10	
18H-5-42	165.12	1.748	262.25	32.74	69.77	
19H-3-120	172.40	1.866			13.04	1.57
20H-1-142	179.12	1.928			33.33	1.83
21H-1-22	185.02	2.011	229.02	28.33	10.34	
22H-1-102	187.82	2.052	209.62	31.01	84.38	
22H-3-102	190.82	2.094	177.40	19.91	0.00	4.00
23H-1-39	194.49	2.150	237.05	1.34	20.00	1.70
23H-2-42	196.02	2.169			25.00	2.19
23H-5-122	201.32	2.238	236.77	37.79	25.81	
25H-2-62	208.12	2.353			50.00	2.25
26H-2-22	212.22	2.409	273.09	46.87	16.67	1.42
28H-1-142	217.52	2.486	282.24	54.69	30.00	3.00
32H-2-102	240.62	2.822	228.40	58.13	42.86	0.86
32H-3-102	242.12	2.844	307.27	67.64	23.08	0.90
33H-1-122	244.92	2.884	280.84	71.85	53.85	1.46
34H-2-122	248.72	2.932	212.51	62.07	50.00	1.38
34H-5-142	251.92	2.971	284.71	58.80	20.00	1.13

Tab.E4: Maximaler Gehäusedurchmesser von *N. pachyderma*/N. atlantica (Bohrung 644)

Proba	1H-1-102	1H-5-102	1H-6-142	2H-3-62	2H-4-22	3H-1-122	4H-2-102	4H-4-82	5H-4-137	6H-3-122	6H-4-42	6H-6-59	7H-4-65	8H-5-122	9H-1-142	9H-5-23	10H-3-57
Tiefe (m)	1,02	7,02	8,92	12,82	13,92	17,42	28,22	31,02	41,07	48,92	49,62	52,79	59,35	70,82	74,62	79,43	86,27
Alter (Mo.J.)	0,016	0,048	0,058	0,109	0,129	0,134	0,272	0,329	0,379	0,432	0,441	0,519	0,575	0,602	0,676	0,76	0,813
Große (µm)																	
1	302,2	279,7	274,3	190,7	181,6	248,9	205,3	256,1	281,6	205,3	188,9	254,3	259,8	192,5	170,7	207,1	214,3
2	234,6	234,3	252,5	257,9	319,7	314,3	185,3	216,2	250,7	254,3	205,3	198	239,8	201,6	212,5	296,1	167,1
3	272,5	272,5	263,4	238	221,6	281,6	223,4	234,3	332,4	257,9	199,8	154,4	228,9	230,7	227,1	185,3	257,9
4	216,2	259,8	276,1	223,4	279,7	303,4	238	243,4	227,1	248,9	210,7	221,6	216,2	216,2	196,2	247	254,3
5	265,2	206,9	259,8	201,6	199,8	201,6	216,2	319,7	239,8	201,6	170,7	207,1	256,1	199,8	188,9	228,9	210,7
6	251	319,7	254,3	221,6	301,5	257,9	263,4	250,7	250,7	210,7	212,5	225,2	198	218	227,1	183,5	174,4
7	221,6	225,2	198	179,8	272,5	348,8	198	272,5	290,6	252,5	272,5	170,7	201,6	243,4	198	181,6	198
8	232,5	179,8	212,5	248,9	199,8	254,3	154,4	292,5	238	236,1	228,9	168,9	156,2	174,4	234,3	245,2	203,4
9	268,8	307	239,8	257,9	247	190,7	174,4	270,7	236,1	234,3	188,9	267	174,4	205,3	210,7	243,4	183,5
10	337,9	252,5	250,7	283,4	241,6	238	250,7	294,3	239,8	207,1	218	219,8	190,7	208,9	247	174,4	172,6
11	285,2	294,3	281,6	187,1	201,6	337,9	210,7	208,9	225,2	208,9	214,3	223,4	236,1	214,3	170,7	203,4	188,9
12	350,6	230,7	208,9	256,1	261,6	192,5	214,3	270,7	241,6	203,4	214,3	207,1	199,8	159,8	176,2	223,4	176,2
13	247	263,4	263,4	270,7	234,3	214,3	207,1	214,3	227,1	176,2	172,6	219,8	198	221,6	223,4	198	179,8
14	283,4	288,8	292,5	236,1	254,3	290,6	178	218	236,1	230,7	154,4	223,4	199,8	210,7	172,6	205,3	179,8
15	296,1	236,1	248,9	281,6	303,4	301,5	256,1	216,2	334,3	247	152,6	207,1	241,6	252,5	228,9	203,4	212,5
16	301,5	341,5	254,3	247	194,4	266,1	218	238	265,2	218	247	219,8	212,5	236,1	156,2	236,1	196,2
17	287	274,3	225,2	192,5	287	274,3	265,2	261,6	192,5	245,2	218	176,2	199,8	274,3	190,7	250,7	245,2
18	283,4	301,5	214,3	245,2	259,8	296,1	221,6	201,6	230,7	232,5	207,1	208,9	205,3	203,4	196,2	227,1	268,8
19	265,2	330,6	285,2	212,5	245,2	303,4	223,4	254,3	290,6	228,9	212,5	238	238	190,7	159,8	256,1	219,8
20	277,9	305,2	248,9	167,1	181,6	272,5	241,6	254,3	243,4	192,5	207,1	225,2	192,5	187,1	245,2	198	243,4
21	257,9	221,6	250,7	212,5	245,2	283,4	230,7	287	198	234,3	252,5	247	176,2	243,4	230,7	201,6	267
22	279,7	236,1	227,1	270,7	218	261,6	257,9	172,6	232,5	207,1	178	194,4	158	232,5	234,3	178	181,6
23	259,8	190,7	232,5	228,9	194,4	247	212,5	243,4	247	281,6	245,2	239,8	203,4	192,5		203,4	221,6
24	263,4	327	199,8	327		276,1	179,8	232,5	287	218	212,5		257,9	179,8		181,6	
25	321,5	256,1	327	196,2		299,7	250,7	270,7	277,9	172,6	205,3		199,8	207,1		201,6	
26	257,9	194,4	247	230,7		296,1	223,4	198	228,9	198	183,5		216,2	183,5		196,2	
27	228,9		247	176,2		319,7	227,1	277,9	303,4	227,1			227,1	161,7		241,6	
28	265,2		274,3	297,9		310,6	214,3	219,8	301,5	276,1			230,7	208,9		179,8	
29	223,4		245,2	245,2		261,6	183,5	216,2	245,2	196,2			259,8	158		228,9	
30			297,9	285,2		299,7	216,2	238	257,9	188,9			238	176,2		212,5	
31						267	268,8	219,8	247	170,7				194,4			
32						323,4		212,5	230,7	190,7				174,4			
33						265,2		168,9	241,6	267				234,3			
34						281,6		272,5	248,9	232,5				227,1			
35						297,9		212,5	241,6					172,6			

Tab. E4: Maximaler Gehäusedurchmesser von *N. pachydermal/N. atlantica* (Bohrung 644)

Probe	11H-1-142	11H-4-42	12H-1-22	12H-2-62	12H-2-102	12H-4-22	13H-1-146	13H-4-42	13H-7-122	14H-2-43	14H-4-3	15H-3-102	16H-1-120	16H-3-102	16H-4-120	17H-2-22	17H-3-22
Tiefe (m)	93.62	97.12	101.92	103.82	104.22	106.42	112.66	116.12	121.42	122.63	125.23	134.22	140.90	143.72	145.40	150.92	152.42
Alter (Mio.J.)	0.864	0.92	0.97	0.989	0.993	1.016	1.087	1.129	1.187	1.219	1.259	1.369	1.445	1.494	1.507	1.571	1.591
Größe (µm)																	
1	247	163.5	165.3	158	241.6	192.5	176.2	292.5	154.4	207.1	205.3	339.7	225.2	207.1	175.1	181.6	156.2
2	201.6	210.7	172.6	198	230.7	167.1	181.6	227.1	176.2	243.4	199.8	328.8	187.1	203.4	174.4	187.1	196.2
3	198	281.6	168.9	196.2	210.7	201.6	208.9	181.6	199.8	199.8	227.1	283.4	247	207.1	225.2	154.4	168.9
4	234.3	230.7	238	167.1	228.9	201.6	223.4	225.2	172.6	187.1	196.2	216.2	198	228.9	210.7	219.8	187.1
5	268.8	239.8	236.1		168.9	178	163.5	261.6	232.5	178	174.4	307	310.6	207.1	274.3	172.6	185.3
6	254.3	234.3	192.5		267	221.6	205.3	210.7	156.2	183.5	178	332.4	232.5	176.2	223.4	216.2	179.8
7	281.6	225.2	207.1		187.1	187.1	243.4	190.7	208.9	158	172.6	230.7	210.7	227.1	225.2	161.7	190.7
8	265.2	325.2	176.2		265.2	267	199.8	152.6	176.2	288.8	188.9	254.3	241.6	230.7	267	214.3	185.3
9	232.5	185.3	187.1		227.1	199.8	205.3	234.3	150.7	165.3	201.6	163.5	319.7	176.2	279.7	192.5	172.6
10	239.8	299.7	212.5		277.9	174.4	201.6	187.1	201.6	223.4	167.1	228.9	221.6	214.3	270.7	216.2	208.9
11	277.9	268	185.3		203.4	183.5	245.2	207.1	212.5	185.3	192.5	247	305.2	159.8	216.2	161.7	150
12	228.9	292.5	188.9		243.4	159.8	228.9	194.4	187.1	190.7	194.4	296.1	245.2	208.9	238	214.3	201.6
13	279.7	265.2	170.7		238	178	198	219.8	154.4	192.5	210.7	241.6	238	232.5	288.8	159.8	176.2
14	247	234.3	188.9		267	159.8	199.8	196.2	174.4	201.6	179.8	345.2	261.6	210.7	238	203.4	183.5
15	270.7	277.9	194.4		168.9	165.3	183.5	208.9	170.7	188.9	216.2	323.4	285.2	223.4	192.5	190.7	198
16	268.8	259.8	201.6		188.9	176.2	174.4	207.1	150.7	161.7	225.2	256.1	312.5	208.9	252.5	201.6	245.2
17	167.1	243.4	199.8		245.2	188.9	190.7	227.1	192.5	174.4	185.3	234.3	256.1	199.8	330.6	187.1	179.8
18	241.6	294.3	221.6		228.9	250.7	203.4	192.5	221.6	194.4	221.6	254.3	261.6	243.4	276.1	194.4	163.5
19	261.6	263.4	165.3		183.5	223.4	212.5	168.9	194.4	198	199.8	259.8	259.8	183.5	250.7	198	223.4
20	212.5	267	303.4		207.1	241.6	194.4	187.1	192.5	194.4	230.7	334.3	250.7	223.4	243.4	159.8	198.8
21	194.4	250.7			219.8	199.8	243.4	176.2	205.3	252.5	190.7	270.7	328.8	188.9	261.6	216.2	163.5
22	241.6	232.5			219.8	205.3	241.6	205.4	188.9	221.6	256.1	279.7	287	178	248.9	178	165.3
23	192.5	267			254.3	168.9	199.8	203.4	228.9	201.6	181.6	283.4	314.3	201.6	250.7	207.1	154.4
24	230.7	307			221.6	227.1	205.3	210.7	165.3	238		308.8	238	201.6	252.5	190.7	230.7
25	287	234.3			263.4	238	207.1	198	181.6	190.7		254.3	228.9	185.3	283.4	212.5	205.3
26	183.5	243.4			219.8	194.4	167.1	174.4	208.9	216.2		243.4	265.2		212.5	198	168.9
27	236.1	228.9			225.2		228.9	190.7	181.6	150.7		323.4	210.7		321.5	238	176.2
28	238	212.5			252.2		212.5	214.3	168.9	161.7		276.1	297.9		290.6	172.6	165.3
29	324.4	214.3			208.9			199.8	203.4	194.4		250.7	225.2		268.8		198
30	183.5	256.1			214.3			167.1	172.6	214.3		205.3	254.3		256.1		187.1
31	263.4	283.4			176.2			172.6	161.7	221.6		218	297.9		276.1		165.3
32	225.2	296.1						161.7	190.7	167.1		321.5	270.7		263.4		178
33								203.4	190.7	247		268.8	268.8		274.3		199.8
34								159.8	159.8	156.2		257.9	274.3		256.1		210.7
35												181.6	265.2		241.6		

Tab.E4: Maximaler Gehäusedurchmesser von *N. pachyderma*/*N. atlantica* (Bohrung 644)

Probe	17H-4-102	18H-1-122	18H-3-42	18H-3-122	18H-5-42	21H-1-22	22H-1-102	22H-3-102	23H-1-39	23H-5-122	28H-2-22	28H-1-142	32H-2-102	32H-3-102	33H-1-122	34H-2-122	34H-5-142
Tiefe (m)	164.72	159.92	162.12	162.92	165.12	185.02	187.82	190.82	194.49	201.32	212.22	217.52	240.62	242.12	244.92	248.72	251.92
Alter (Mio.J.)	1.621	1.683	1.711	1.721	1.748	2.011	2.052	2.094	2.15	2.238	2.409	2.486	2.822	2.844	2.884	2.932	2.971
Größe (µm)																	
1	165.3	167.1	216.2	210.7	243.4	232.5	199.8	161.7	236.1	194.4	272.5	156.2	265.2	339.7	308.8	167.1	250.7
2	183.5	168.9	174.4	181.6	299.7	274.3	256.1	199.8	238	267	230.7	308.8	176.2	256.1	394.2	290.6	334.3
3	181.6	179.8	176.2	192.5	223.4	225.2	172.6	170.7		248.9	307	245.2	290.6	348.8	248.9	185.3	350.6
4	176.2	192.5	179.8	163.5	261.6	183.5	214.3				267	321.5	181.6	297.9	228.9	205.3	312.5
5	174.4	174.4	176.2	192.5	241.6	227.1	223.4				176.2	254.3		303.4	223.4	308.8	232.5
6	187.1	187.1	170.7	207.1	294.3	225.2	250.7				263.4	307		417.8		179.8	225.2
7	174.4	176.2	167.1	203.4	212.5	257.9	176.2				348.8	301.5		199.8		150.7	190.7
8	179.8	159.8	174.4	190.7	250.7	225.2	238				239.8	337.5		330.6			386.9
9	207.1	161.7	185.3	208.9	268.8	194.4	176.2				296.1	261.6		292.5			198
10	214.3	188.9	170.7	243.4	303.4	270.7	185.3				314.3	328.8		428.7			287
11	199.8	201.6	183.5	270.7	225.2	190.7	178				245.2			301.5			263.4
12	181.6	207.1	172.6	218	267	227.1	178				316.1			199.8			336.1
13	176.2	168.9	178	216.2	207.1	243.4	208.9							181.6			283.4
14	201.6	170.7	198	236.1	268.8		239.8							288.8			343.3
15	183.5	203.4	174.4	187.1	248.9		247							370.6			276.1
16	212.5	181.6	167.1	196.2	279.7									281.6			
17	216.2	205.3	165.3	236.1	274.3									396			
18	241.6	196.2	158	196.2	277.9									352.6			
19	208.9	179.8	163.5	252.5	307									337.9			
20	210.7	183.5	179.8	212.5	303.4									277.9			
21	158	168.9	165.3	230.7	268.8									297.9			
22	196.2	185.3	181.6	183.5	245.2									236.1			
23	185.3	199.8	176.2	192.5	325.2									214.3			
24	168.9	179.8	178	223.4	265.2									339.7			
25	207.1	158	150.7	199.8	208.9									288.8			
26	192.5	181.6		228.9	241.6									408.7			
27	210.7			183.5	225.2												
28	192.5			192.5	214.3												
29	187.1			243.4	288.8												
30	181.6			168.9	305.2												
31				212.5	296.1												
32				163.5	248.9												
33				163.5													
34				212.5													
35																	

Bohrung 907 (Island-Plateau)

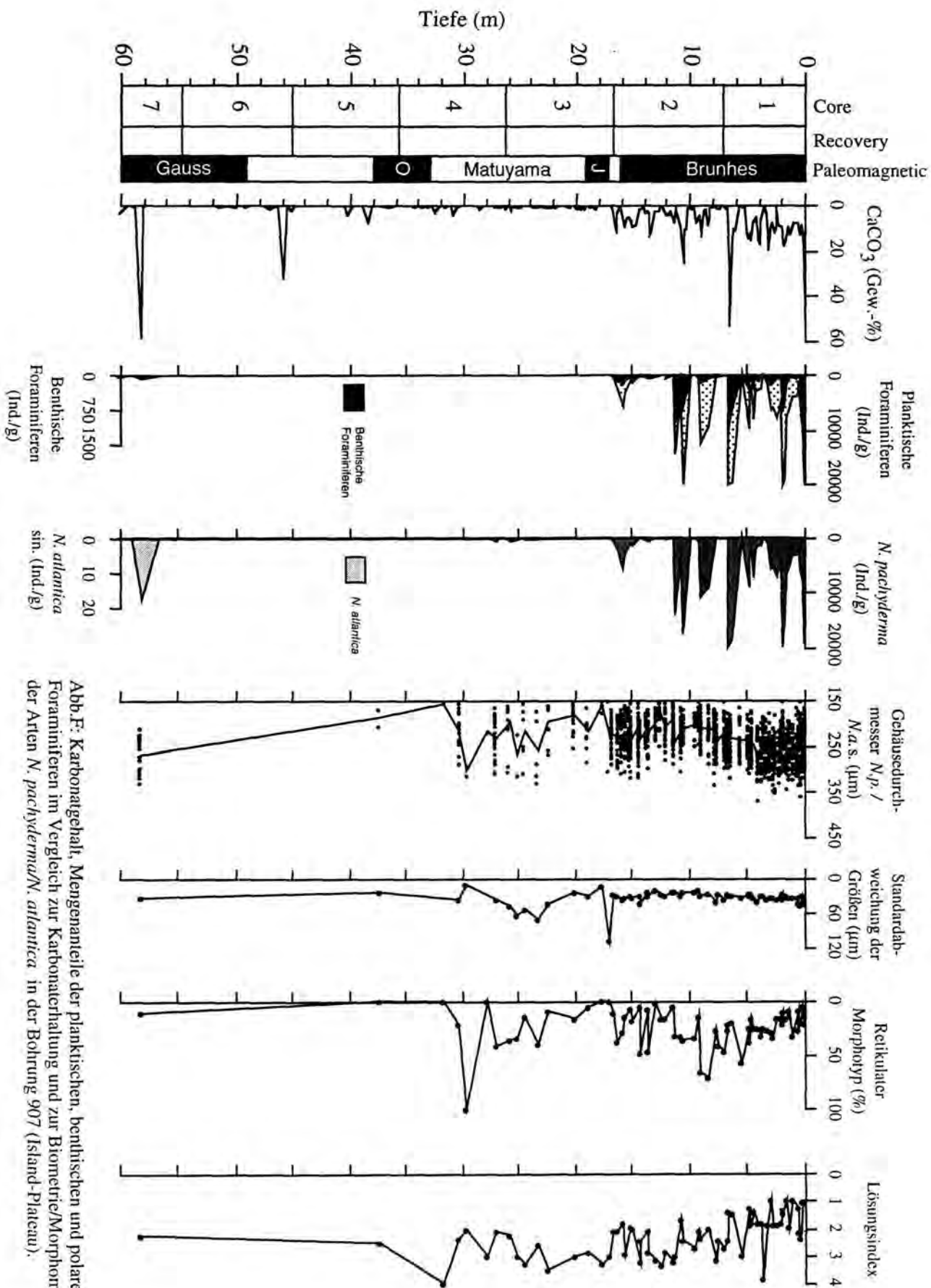


Abb.F: Karbonatgehalt, Mengenanteile der planktischen, benthischen und polaren Foraminiferen im Vergleich zur Karbonaterhaltung und zur Biometrie/Morphometrie der Arten *N. pachyderma*/*N. atlantica* in der Bohrung 907 (Island-Plateau).

Tab.F1: Karbonatgehalte (Bohrung 907)

Probe	Tiefe (m)	CaCO ₃ (Gew.-%)
1H-1-8	0.08	48.86
1H-1-35	0.35	8.39
1H-1-56	0.56	12.68
1H-1-71	0.71	7.41
1H-1-94	0.94	8.00
1H-1-135	1.35	12.85
1H-2-11	1.61	9.25
1H-2-25	1.75	15.62
1H-2-35	1.85	17.59
1H-2-65	2.15	9.72
1H-2-85	2.35	8.79
1H-2-110	2.60	9.41
1H-2-127	2.77	12.02
1H-2-143	2.93	7.83
1H-3-5	3.05	10.38
1H-3-16	3.16	12.92
1H-3-26	3.26	15.08
1H-3-40	3.40	3.33
1H-3-66	3.66	0.00
1H-3-86	3.86	6.44
1H-3-106	4.06	14.89
1H-3-120	4.20	7.00
1H-3-135	4.35	5.43
1H-4-10	4.60	7.66
1H-4-23	4.73	15.42
1H-4-44	4.94	14.82
1H-4-55	5.05	11.86
1H-4-85	5.35	0.78
1H-4-110	5.60	0.00
1H-4-125	5.75	0.43
1H-4-135	5.85	1.19
1H-5-16	6.16	10.67
1H-5-34	6.34	10.01
1H-5-54	6.54	27.14
1H-5-65	6.65	53.53
1H-5-68	6.68	26.93
1H-5-75	6.75	1.06
1H-5-80	6.80	0.17
1H-CC-8	7.08	0.00
2H-1-5	7.35	0.39
2H-1-31	7.61	1.89
2H-1-48	7.78	1.30
2H-1-65	7.95	0.50
2H-1-94	8.24	1.17
2H-1-110	8.40	5.33
2H-1-126	8.56	8.81
2H-1-144	8.74	1.93
2H-2-4	8.84	2.27
2H-2-16	8.96	10.02
2H-2-31	9.11	5.25
2H-2-35	9.15	4.23
2H-2-43	9.23	4.22
2H-2-65	9.45	7.37

Probe	Tiefe (m)	CaCO ₃ (Gew.-%)
2H-2-82	9.62	1.08
2H-2-105	9.85	1.43
2H-2-135	10.15	0.00
2H-3-5	10.35	9.99
2H-3-16	10.46	11.06
2H-3-30	10.60	25.16
2H-3-54	10.84	9.38
2H-3-93	11.23	2.35
2H-3-108	11.38	7.83
2H-3-135	11.65	2.81
2H-4-5	11.85	4.28
2H-4-31	12.11	4.26
2H-4-58	12.38	1.07
2H-4-65	12.45	0.75
2H-4-80	12.60	0.25
2H-4-105	12.85	2.85
2H-4-125	13.05	2.94
2H-5-15	13.45	10.87
2H-5-36	13.66	3.33
2H-5-40	13.70	2.67
2H-5-55	13.85	3.75
2H-5-85	14.15	0.22
2H-5-110	14.40	1.99
2H-5-135	14.65	5.51
2H-6-5	14.85	8.24
2H-6-23	15.03	9.14
2H-6-30	15.10	8.41
2H-6-47	15.27	5.82
2H-6-65	15.45	5.22
2H-6-89	15.69	5.75
2H-7-10	16.40	3.83
2H-7-15	16.45	4.48
2H-7-23	16.53	9.00
2H-7-35	16.65	8.63
2H-CC-5	16.80	5.11
3H-1-5	16.85	2.70
3H-1-32	17.12	0.17
3H-1-65	17.45	0.46
3H-1-90	17.70	0.02
3H-1-115	17.95	0.22
3H-1-135	18.15	0.38
3H-2-5	18.35	1.48
3H-2-31	18.61	0.24
3H-2-55	18.85	1.24
3H-2-70	19.00	0.27
3H-2-105	19.35	0.17
3H-2-135	19.65	1.67
3H-3-5	19.85	0.95
3H-3-25	20.05	1.52
3H-3-41	20.21	0.25
3H-3-65	20.45	0.12
3H-3-90	20.70	0.68
3H-3-115	20.95	0.00

Tab.F1: Karbonatgehalte (Bohrung 907)

Probe	Tiefe (m)	CaCO ₃ (Gew.-%)
3H-3-135	21.15	0.22
3H-4-9	21.39	0.00
3H-4-36	21.66	0.00
3H-4-65	21.95	0.87
3H-4-96	22.26	0.22
3H-4-120	22.50	0.66
3H-5-5	22.85	0.69
3H-5-31	23.11	0.16
3H-5-61	23.41	0.63
3H-5-96	23.76	1.09
3H-5-125	24.05	0.00
3H-6-5	24.35	0.42
3H-6-31	24.61	0.04
3H-6-55	24.85	0.01
3H-6-89	25.19	0.80
3H-6-115	24.45	0.00
3H-6-145	25.75	0.00
3H-7-5	25.85	2.54
3H-7-10	25.90	0.08
3H-7-45	26.25	2.01
4H-1-15	26.45	0.00
4H-1-60	26.90	0.53
4H-1-78	27.08	0.17
4H-1-95	27.25	1.08
4H-1-123	27.53	0.17
4H-2-10	27.90	0.13
4H-2-45	28.25	0.01
4H-2-84	28.64	2.11
4H-2-120	29.00	0.18
4H-2-144	29.24	0.34
4H-3-35	29.65	0.00
4H-3-48	29.78	0.19
4H-3-75	30.05	0.00
4H-4-85	31.65	0.54
4H-4-100	31.80	0.08
4H-4-135	32.15	0.03
4H-5-5	32.35	1.95
4H-5-17	32.47	2.32
4H-5-25	32.55	3.06
4H-5-55	32.85	0.27
4H-5-85	33.15	0.90
4H-5-110	33.40	0.37
4H-3-110	30.40	0.00
4H-3-145	30.75	1.28
4H-4-15	30.95	4.12
4H-4-31	31.11	0.05
4H-5-145	33.75	0.97
4H-6-15	33.95	0.15
4H-6-31	34.11	0.19
4H-6-65	34.45	0.55
4H-6-90	34.70	0.42
4H-6-135	35.15	0.00
4H-7-5	35.35	0.00

Probe	Tiefe (m)	CaCO ₃ (Gew.-%)
4H-7-35	35.55	0.02
4H-7-69	35.89	0.00
5H-1-19	35.99	0.28
5H-1-80	36.60	0.76
5H-2-19	37.49	0.27
5H-2-120	38.50	8.00
5H-3-10	38.90	0.00
5H-3-110	39.90	0.00
5H-4-9	40.39	4.53
5H-4-90	41.20	0.00
5H-5-31	42.11	0.11
5H-5-90	42.70	0.00
5H-6-31	43.61	0.00
5H-6-130	44.60	0.00
5H-7-43	45.23	2.37
6H-1-54	45.84	32.07
6H-1-110	46.40	0.00
6H-2-9	46.89	1.23
6H-2-90	47.70	0.23
6H-3-31	48.61	0.00
6H-3-110	49.40	0.37
6H-4-31	50.11	0.74
6H-4-110	50.90	0.00
6H-5-52	51.82	0.00
6H-5-110	52.40	0.00
6H-6-31	53.11	0.00
6H-6-130	54.10	0.25
6H-7-11	54.41	0.00
7H-1-9	54.89	0.17
7H-1-48	55.28	0.00
7H-2-9	56.39	0.15
7H-2-49	56.79	0.00
7H-3-49	58.29	58.57
7H-3-130	59.10	0.09
7H-4-9	59.39	0.32
7H-4-90	60.20	3.33

Tab.F2: Foraminifervergesellschaftung (Bohrung 907)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio.J.)	Benthos Ind./g	Plankton Ind./g	N.p. Ind./g	N.L. Ind./g	N.s.ln Ind./g	N.a.dex Ind./g	Gl.b. Ind./g	Gl.q. Ind./g	Gr.l. Ind./g	Gr.l. Ind./g	Gr.s. Ind./g	Gg.g. Ind./g	Gg.u. Ind./g	Or.u. Ind./g	Div. Ind./g
1H-1-8	0.08	0.003	1236.08	27121.11	19341.06	363.55	0.00	0.00	654.40	6471.26	72.71	0.00	0.00	145.42	0.00	0.00	72.71
1H-1-24	0.24	0.011	851.90	9521.52	7637.97	162.03	0.00	0.00	182.28	1437.97	0.00	0.00	0.00	60.76	0.00	0.00	40.51
1H-1-44	0.44	0.021	28.26	6329.36	5933.77	56.51	0.00	0.00	169.54	113.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	56.51
1H-1-65	0.65	0.031	16.67	1100.00	982.50	4.17	0.00	0.00	62.50	66.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.17
1H-1-71	0.71	0.034	43.78	2976.98	2582.97	0.00	0.00	0.00	248.08	116.74	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	28.19
1H-1-85	0.85	0.041	78.41	3724.35	3332.31	19.60	0.00	0.00	176.42	176.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	19.60
1H-1-112	1.12	0.055	31.83	3690.74	3142.59	44.44	0.00	0.00	325.93	133.33	0.00	0.00	0.00	14.81	0.00	0.00	29.63
1H-1-143	1.43	0.079	57.40	6371.30	5797.31	57.40	0.00	0.00	258.30	200.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	57.40
1H-2-11	1.61	0.092	194.67	7842.61	6785.80	166.86	0.00	0.00	361.54	444.97	0.00	0.00	0.00	27.81	0.00	0.00	55.62
1H-2-35	1.85	0.111	525.67	18924.02	15454.62	210.27	0.00	0.00	735.93	2365.50	0.00	0.00	0.00	105.13	0.00	0.00	52.57
1H-2-45	1.95	0.118	206.04	31111.47	21633.80	721.13	0.00	0.00	824.14	7211.27	206.04	0.00	0.00	412.07	0.00	0.00	103.02
1H-2-55	2.05	0.126	764.76	34429.78	25282.38	381.14	0.00	0.00	508.19	7876.92	0.00	0.00	0.00	127.05	0.00	0.00	254.09
1H-2-75	2.25	0.136	72.64	4838.14	3792.05	101.70	0.00	0.00	624.74	217.93	14.53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	87.17
1H-2-110	2.60	0.155	44.93	7862.55	6963.97	157.25	0.00	0.00	292.04	314.50	22.46	0.00	0.00	22.46	0.00	0.00	67.39
1H-2-135	2.85	0.168	166.47	6085.55	5327.17	240.46	0.00	0.00	388.44	110.98	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	18.50
1H-3-5	3.05	0.179	170.19	6189.29	5522.43	37.05	0.00	0.00	537.19	55.57	0.00	0.00	0.00	18.52	0.00	0.00	18.52
1H-3-40	3.40	0.198	96.49	1207.62	865.51	40.94	0.00	0.00	32.16	55.56	2.92	0.00	0.00	128.66	0.00	0.00	81.87
1H-3-66	3.66	0.212	2.31	10.66	9.80	0.58	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29
1H-3-86	3.86	0.224	71.41	2267.22	1535.29	80.33	0.00	0.00	490.93	71.41	0.00	0.00	0.00	53.56	0.00	0.00	35.70
1H-3-120	4.20	0.244	104.18	2708.65	1574.26	46.30	0.00	0.00	196.78	509.32	0.00	0.00	0.00	69.45	0.00	0.00	312.54
1H-3-135	4.35	0.252	48.76	2267.43	1987.05	73.14	0.00	0.00	109.71	60.95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	36.57
1H-4-6	4.56	0.263	148.84	8007.44	7382.33	119.07	0.00	0.00	416.74	29.77	0.00	0.00	0.00	29.77	0.00	0.00	29.77
1H-4-10	4.60	0.265	244.78	7363.94	6221.61	122.39	0.00	0.00	591.56	285.58	0.00	0.00	0.00	40.80	0.00	0.00	101.99
1H-4-15	4.65	0.268	27.79	2491.46	2250.65	74.10	0.00	0.00	138.93	18.52	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	9.26
1H-4-35	4.85	0.278	19.81	3299.07	2952.32	0.00	0.00	0.00	237.77	99.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	9.91
1H-4-44	4.94	0.289	302.51	9642.54	9150.96	207.98	0.00	0.00	226.88	37.81	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	18.91
1H-4-110	5.60	0.340	0.68	4.69	4.49	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1H-5-44	6.44	0.390	678.79	19830.30	18763.64	581.82	0.00	0.00	145.45	290.91	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	48.48
1H-5-68	6.68	0.417	1250.25	119086.12	116898.19	1562.81	0.00	0.00	625.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1H-5-80	6.80	0.419	4.21	62.58	58.37	1.20	0.00	0.00	1.20	1.81	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1H-CC-8	7.08	0.422	1.11	3.61	2.96	0.19	0.00	0.00	0.00	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19
2H-1-31	7.61	0.434	4.45	116.39	113.05	0.00	0.00	0.00	0.00	2.22	0.00	0.00	0.00	0.37	0.00	0.00	0.74
2H-1-48	7.78	0.439	13.13	186.64	183.82	1.88	0.00	0.00	0.94	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-1-110	8.40	0.461	64.97	9441.62	9225.07	64.97	0.00	0.00	43.31	86.62	0.00	0.00	0.00	21.66	0.00	0.00	0.00
2H-2-31	9.11	0.495	161.54	12142.53	10957.89	350.01	0.00	0.00	296.16	484.62	0.00	0.00	0.00	53.85	0.00	0.00	0.00
2H-2-43	9.23	0.501	29.72	695.54	665.82	29.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-2-82	9.62	0.521	0.27	1.42	1.24	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-2-116	9.96	0.537	0.00	0.08	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-3-30	10.60	0.585	627.93	20183.61	17761.58	717.64	0.00	0.00	179.41	1076.46	0.00	0.00	0.00	179.41	269.11	0.00	0.00
2H-3-44	10.74	0.610	86.02	3363.44	3165.59	103.23	0.00	0.00	34.41	51.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.60
2H-3-108	11.36	0.645	1014.06	14450.39	13994.06	456.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-3-116	11.46	0.648	1.02	92.86	90.31	2.55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-4-31	12.11	0.665	9.56	532.22	513.10	19.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-4-44	12.24	0.668	0.15	0.29	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-4-80	12.60	0.676	0.27	1.96	1.79	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09
2H-4-115	12.95	0.683	1.55	114.40	111.30	3.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-5-40	13.70	0.703	34.05	730.28	699.64	5.11	0.00	0.00	18.73	3.40	0.00	0.00	0.00	1.70	0.00	0.00	1.70
2H-5-47	13.77	0.705	4.69	722.58	708.50	14.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-5-110	14.40	0.724	4.68	83.49	66.79	0.00	0.00	0.00	6.01	6.01	0.00	0.00	0.00	0.67	0.00	0.00	4.01
2H-5-115	14.45	0.725	1.55	82.87	61.84	1.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tab.F2: Foraminiferenvergesellschaftung (Bohrung 907)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio.a.)	Benthos Ind./g	Plancton Ind./g	N.p. Ind./g	N.L. Ind./g	N.a.s.in Ind./g	N.a.dex Ind./g	Gl.b. Ind./g	Gl.q. Ind./g	Gr.l. Ind./g	Gr.s. Ind./g	Gg.g. Ind./g	Gg.u. Ind./g	Or.u. Ind./g	Div. Ind./g
2H-6-30	15.10	0.744	76.65	1503.74	1383.29	25.55	0.00	0.00	58.40	29.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.30
2H-6-47	15.27	0.751	37.62	1048.53	978.00	37.62	0.00	0.00	32.91	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-6-89	15.69	0.763	127.16	3204.48	2924.73	50.86	0.00	0.00	139.88	63.58	0.00	0.00	25.43	0.00	0.00	0.00
2H-6-114	15.94	0.768	192.59	5659.26	5525.93	29.63	0.00	0.00	0.00	59.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	44.44
2H-7-10	16.40	0.837	113.26	2410.79	2119.55	258.88	0.00	0.00	24.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.09
2H-7-47	16.77	0.921	4.06	701.65	632.70	60.84	0.00	0.00	8.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-1-32	17.12	0.986	0.00	0.42	0.21	0.11	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-1-45	17.25	0.990	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-1-90	17.70	1.004	0.00	0.48	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-1-115	17.95	1.012	0.00	1.00	0.88	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-2-31	18.61	1.032	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11
3H-2-44	18.74	1.036	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-2-70	19.00	1.044	0.26	2.76	2.10	0.13	0.00	0.53	0.53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-2-115	19.45	1.063	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-3-41	20.21	1.100	1.05	11.42	3.43	0.07	0.00	1.64	1.64	4.63	0.00	0.00	0.67	0.00	0.00	0.97
3H-3-45	20.25	1.102	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-3-90	20.70	1.124	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-4-9	21.39	1.157	0.00	0.08	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-4-45	21.85	1.174	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-4-115	22.45	1.208	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-4-120	22.50	1.210	0.66	1.33	0.85	0.00	0.00	0.19	0.19	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.19
3H-5-31	23.11	1.240	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-5-45	23.25	1.246	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-5-61	23.41	1.254	0.23	1.28	0.47	0.00	0.23	0.00	0.00	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23
3H-6-31	24.61	1.312	0.15	0.62	0.46	0.00	0.08	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-6-44	24.74	1.318	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-6-89	25.19	1.340	0.00	0.24	0.16	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-7-10	25.90	1.374	2.17	29.96	1.18	0.20	0.99	0.00	1.18	25.43	0.00	0.00	0.99	0.00	0.00	0.00
3H-7-36	26.26	1.387	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-1-45	26.75	1.415	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-1-60	26.90	1.422	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-1-78	27.08	1.431	0.80	18.64	10.36	0.64	0.64	0.00	1.59	4.94	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.48
4H-2-10	27.90	1.470	0.09	0.27	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09
4H-2-115	28.95	1.521	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-2-120	29.00	1.523	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08
4H-3-48	29.78	1.561	0.09	0.43	0.26	0.00	0.09	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-3-110	30.40	1.591	0.63	1.88	1.33	0.00	0.00	0.00	0.23	0.08	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.08
4H-3-115	30.45	1.593	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-4-31	31.11	1.625	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-4-100	31.80	1.658	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
4H-4-115	31.95	1.665	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-5-17	32.47	1.691	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-5-45	32.75	1.704	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-5-110	33.40	1.735	0.00	0.11	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-6-31	34.11	1.771	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-6-44	34.24	1.778	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-6-90	34.70	1.802	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-6-115	34.95	1.815	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-7-42	35.81	1.860	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-7-69	35.98	1.864	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tab.F2: Foraminiferenvergesellschaftung (Bohrung 907)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio.J.)	Benthos Ind./g	Plancton Ind./g	N.p. Ind./g	N.L. Ind./g	N.a.in Ind./g	N.a.dex Ind./g	Gl.b. Ind./g	Gl.q. Ind./g	Gr.l. Ind./g	Gr.s. Ind./g	Gg.g. Ind./g	Gg.u. Ind./g	Or.u. Ind./g	Div. Ind./g
5H-1-19	35.99	1.869	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5H-1-80	36.60	1.902	0.00	0.12	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5H-2-19	37.49	1.948	0.00	0.13	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5H-2-120	38.50	2.005	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5H-3-10	38.90	2.030	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5H-3-110	39.90	2.093	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5H-4-9	40.39	2.124	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5H-4-90	41.20	2.175	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5H-5-31	42.11	2.237	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5H-5-90	42.70	2.268	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5H-6-31	43.61	2.316	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5H-6-130	44.60	2.367	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5H-7-43	45.23	2.400	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6H-1-54	45.84	2.432	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6H-1-110	46.40	2.462	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6H-2-9	46.89	2.487	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6H-2-90	47.70	2.529	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6H-3-31	48.61	2.577	0.14	0.41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.14
6H-3-110	49.40	2.618	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6H-4-31	50.11	2.654	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6H-4-110	50.90	2.694	0.18	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18
6H-5-52	51.82	2.741	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6H-5-110	52.40	2.771	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6H-6-31	53.11	2.807	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6H-6-130	54.10	2.858	0.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6H-7-11	54.41	2.873	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7H-1-9	54.89	2.898	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7H-1-48	55.28	2.918	0.00	0.47	0.00	0.00	0.09	0.09	0.09	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.09
7H-2-9	56.39	2.974	1.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7H-2-49	56.79	2.995	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7H-3-49	58.29	3.072	74.39	49.22	1.68	0.00	17.34	0.56	27.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.68
7H-3-130	59.10	3.114	0.18	0.36	0.00	0.00	0.18	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7H-4-9	59.39	3.129	0.68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7H-4-90	60.20	3.174	7.53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tab.F3: Größe, Morphotyp und Lösungsindex von *N. pachyderma*/*N. atlantica* (Bohrung 907)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio.J.)	Mittelwert (µm)	Standardabweichung (µm)	Lösungsindex	Retikulärer Morphotyp (%)
1H-1-8	0.08	0.003	233.55	43.48	1.06	21.21
1H-1-24	0.24	0.011	242.78	30.67	1.03	5.56
1H-1-44	0.44	0.021	249.50	48.45	2.36	20.51
1H-1-65	0.65	0.031	263.22	45.30	2.17	27.78
1H-1-71	0.71	0.034	263.51	33.04	1.25	9.38
1H-1-112	1.12	0.055	255.96	33.70	0.94	31.43
1H-1-143	1.43	0.079	255.88	35.56	1.97	10.00
1H-2-11	1.61	0.092	263.20	30.64	1.00	16.67
1H-2-45	1.95	0.118	239.53	38.22	1.44	22.22
1H-2-55	2.05	0.126	241.41	27.86	1.35	11.76
1H-2-75	2.25	0.136	274.60	34.04	1.84	16.13
1H-2-110	2.60	0.155	269.73	37.09	1.87	15.79
1H-2-135	2.85	0.168	275.57	34.07	1.91	33.33
1H-3-5	3.05	0.179	261.81	33.10	1.00	28.57
1H-3-40	3.40	0.198	254.31	38.24	1.87	26.67
1H-3-66	3.66	0.212	232.39	31.92	3.90	25.00
1H-3-86	3.86	0.224	268.77	32.03	1.79	32.14
1H-3-120	4.20	0.244	267.29	42.28	1.83	25.71
1H-4-10	4.60	0.265	247.44	33.30	1.37	25.71
1H-4-15	4.65	0.268	247.88	26.31	1.84	16.13
1H-4-35	4.85	0.278	258.76	26.36	1.91	37.50
1H-4-44	4.94	0.289	238.69	29.98	1.23	25.71
1H-4-110	5.60	0.340	237.82	34.09	3.03	56.41
1H-5-44	6.44	0.390	235.04	31.18	1.44	19.44
1H-5-68	6.68	0.417	238.36	29.01	1.39	22.22
1H-5-80	6.80	0.419	234.21	31.41	2.46	27.03
1H-CC-8	7.08	0.422	222.98	37.21	2.73	46.15
2H-1-31	7.61	0.434	238.41	27.59	2.44	41.46
2H-1-48	7.78	0.439	217.71	41.52	3.18	26.47
2H-1-110	8.40	0.461	215.60	27.70	2.03	71.79
2H-2-31	9.11	0.495	215.40	30.10	2.41	65.52
2H-2-43	9.23	0.501	192.07	19.58	2.09	15.15
2H-2-82	9.62	0.521	204.46	25.37	2.75	33.33
2H-3-30	10.60	0.585	215.72	24.18	2.43	36.67
2H-3-44	10.74	0.610	222.21	30.08	1.65	32.43
2H-3-108	11.38	0.645	244.06	25.87	3.00	31.43
2H-3-116	11.46	0.648	191.00	22.93	3.24	5.88
2H-4-31	12.11	0.665	211.47	31.49	2.90	17.07
2H-4-80	12.60	0.676	185.27	26.72	3.39	16.67
2H-4-115	12.95	0.683	203.03	22.32	3.14	2.86
2H-5-40	13.70	0.703	223.75	32.41	2.91	45.71
2H-5-47	13.77	0.705	210.64	23.19	2.07	6.90
2H-5-110	14.40	0.724	237.67	44.72	2.47	47.37
2H-5-115	14.45	0.725	199.27	31.67	3.22	5.56
2H-6-30	15.10	0.744	234.98	33.78	2.00	18.92
2H-6-47	15.27	0.751	225.90	31.87	1.97	8.33
2H-6-89	15.69	0.763	221.90	34.22	2.94	14.29
2H-6-114	15.94	0.768	228.35	37.13	1.84	29.03
2H-7-10	16.40	0.837	231.66	32.39	2.12	38.24
2H-7-47	16.77	0.921	224.65	28.97	2.08	10.26
3H-1-32	17.12	0.986	227.95	109.25	3.00	0.00
3H-1-90	17.70	1.004	162.23	12.92	3.33	0.00
3H-2-70	19.00	1.044	218.34	32.63	2.87	6.67
3H-3-41	20.21	1.100	183.61	25.14	3.04	16.67
3H-4-120	22.50	1.210	195.50	44.83	3.50	10.00
3H-5-61	23.41	1.254	259.42	71.17	2.60	40.00
3H-6-31	24.61	1.312	217.99	54.77	3.29	14.29
3H-6-89	25.19	1.340	268.85	64.28	3.00	33.33
3H-7-10	25.90	1.374	198.75	48.70	2.21	35.71
4H-1-78	27.08	1.431	236.48	37.05	2.11	40.54
4H-2-10	27.90	1.470	219.80		3.00	0.00
4H-3-48	29.78	1.561	300.93	12.14	2.00	100.00
4H-3-110	30.40	1.591	216.03	38.91	2.39	22.22
4H-4-100	31.80	1.658	158.00		4.00	0.00
5H-2-19	37.49	1.948	188.00	24.47	2.50	0.00
7H-3-49	58.29	3.072	267.10	34.95	2.24	10.34

Tab. F4: Maximaler Gehäusedurchmesser von *N. pachyderma* (N. atlantica (Bohrung 907))

Probe	1H-1-8	1H-1-24	1H-1-44	1H-1-65	1H-1-71	1H-1-112	1H-1-143	1H-2-11	1H-2-45	1H-2-55	1H-2-75	1H-2-110	1H-2-135	1H-3-5	1H-3-40	1H-3-66	1H-3-86
Tiefe (m)	0.08	0.24	0.44	0.65	0.71	1.12	1.43	1.61	1.95	2.05	2.25	2.60	2.85	3.05	3.40	3.66	3.86
Alter (Mio.J.)	0.003	0.011	0.021	0.031	0.034	0.055	0.079	0.092	0.118	0.126	0.136	0.155	0.168	0.179	0.198	0.212	0.224
Größe (µm)																	
1	270.7	256.1	216.2	332.4	290.6	297.9	314.3	268.8	241.6	223.4	261.6	272.5	232.5	257.9	308.8	256.1	274.3
2	297.9	247.0	285.2	314.3	297.9	292.5	299.7	243.4	257.9	274.3	234.3	296.1	288.8	267.0	192.5	236.1	325.2
3	257.9	227.1	188.9	268.8	248.9	288.8	227.1	287.0	252.5	216.2	301.5	345.2	347.0	317.9	210.7	192.5	290.6
4	290.6	247.0	328.8	314.3	276.1	232.5	272.5	301.5	227.1	279.7	328.8	228.9	234.3	263.4	299.7	307.0	239.8
5	190.7	303.4	274.3	297.9	225.2	294.3	276.1	254.3	245.2	236.1	312.5	183.5	254.3	299.7	230.7	232.5	250.7
6	303.4	317.9	203.4	308.8	296.1	310.6	218.0	290.6	276.1	223.4	214.3	272.5	290.6	241.6	276.1	207.1	259.8
7	198.0	243.4	290.6	210.7	276.1	288.8	277.9	227.1	241.6	252.5	277.9	301.5	301.5	265.2	290.6	192.5	287.0
8	232.5	270.7	230.7	190.7	257.9	301.5	199.8	225.2	225.2	301.5	248.9	296.1	312.5	305.2	194.4	198.0	307.0
9	285.2	241.6	321.5	281.6	268.9	221.6	256.1	277.9	203.4	256.1	285.2	254.3	299.7	274.3	210.7	185.3	323.4
10	210.7	250.7	270.7	299.7	230.7	294.3	283.4	236.1	270.7	236.1	281.6	307.0	238.0	227.1	221.6	248.9	276.1
11	223.4	219.8	154.4	257.9	299.7	265.2	230.7	268.8	252.5	272.5	270.7	301.5	274.3	267.0	239.8	248.9	290.6
12	272.5	208.9	268.8	288.8	283.4	257.9	225.2	254.3	243.4	247.0	296.1	259.8	314.3	198.0	238.0	256.1	241.6
13	267.0	267.0	230.7	310.6	254.3	234.3	207.1	241.6	257.9	227.1	267.0	234.4	332.4	296.1	294.3	234.3	236.1
14	170.7	218.0	239.8	214.3	276.1	212.5	212.5	307.0	281.6	234.3	218.0	272.5	270.7	247.0	241.6	221.6	265.2
15	190.7	238.0	199.8	268.8	261.6	236.1	261.6	256.1	292.5	308.8	281.6	256.1	274.3	272.5	281.6	254.3	268.8
16	259.8	232.5	254.3	283.4	181.6	265.2	267.0	272.5	243.4	245.2	268.8	299.7	239.8	236.1	305.2	247.0	198.0
17	167.1	239.8	196.2	288.8	308.8	201.6	285.2	254.3	254.3	221.6	330.6	263.4	261.6	283.4	288.8		301.5
18	201.6	234.3	216.2	281.6	267.0	267.0	270.7	210.7	207.1	208.9	308.8	243.4	288.8	236.1	277.9		265.2
19	176.2	277.9	181.6	223.4	287.0	245.2	272.5	343.3	248.9	236.1	328.8	230.7	227.1	248.9	316.1		274.3
20	276.1	178.0	201.6	241.6	259.8	221.6	296.1	279.7	188.9	268.8	243.4	248.9	316.1	301.5	238.0		247.0
21	203.4	236.1	227.1	188.9	163.5	259.8	205.3	270.7	297.9	252.5	294.3	247.0	274.3	219.8	212.5		250.7
22	227.1	267.0	287.0	308.8	247.0	323.4	274.3	252.5	172.6	221.6	279.7	276.1	263.4	178.0	263.4		263.4
23	176.2	259.8	247.0	247.0	267.0	270.7	323.4	265.2	183.3	210.7	230.7	239.8	296.1	288.8	254.3		212.5
24	190.7	239.8	250.7	190.7	247.0	207.1	230.7	210.7	305.2	257.9	294.3	288.8	239.8	239.8	207.1		299.7
25	181.6	225.2	203.4	288.8	272.5	274.3	194.4	296.1	245.2	196.2	270.7	219.8	210.7	323.4	232.5		234.3
26	178.0	203.4	259.8	312.5	312.5	205.3	270.7	252.5	250.7	223.4	214.3	274.3	323.4	276.1	285.2		305.2
27	268.8	208.9	332.4	232.5	270.7	230.7	241.6	272.5	283.4	207.1	243.4	221.6	268.8	274.3			
28	227.1	268.8	234.3	236.1	227.1	218.0	270.7	308.8	287.0	198.0	305.2	272.5	250.7	265.2			
29	292.5	256.1	305.2	310.6	274.3	232.5			154.4	225.2	303.4	341.5	288.8	248.9			
30	245.2	176.2	210.7	208.9	288.8	230.7		230.7	274.3	267.0	241.6	352.4	252.5	267.0			
31	247.0	238.0	274.3	174.4	250.7	236.1		236.1	188.9	245.2		274.3		228.9			
32	290.6	270.7	236.1	252.5		274.3			176.2	250.7							
33	236.1		359.7	308.8		254.3			198.0			254.3					
34			301.5	210.7					257.9			299.7					
35									218.0			283.4					
36									216.2								

Tab.F4: Maximaler Gehäusedurchmesser von *N. pachyderma/N. atlantica* (Bohrung 907)

Probe	1H-3-120	1H-4-10	1H-4-15	1H-4-35	1H-4-44	1H-4-110	1H-5-44	1H-5-68	1H-5-80	1H-CC-8	2H-1-31	2H-1-48	2H-1-110	2H-2-31	2H-2-43	2H-2-82	2H-3-30
Tiefe (m)	420	460	465	485	494	560	644	668	680	708	761	778	840	911	923	962	1060
Alter (Mio.J.)	0.244	0.265	0.268	0.278	0.289	0.340	0.390	0.417	0.419	0.422	0.434	0.439	0.461	0.495	0.501	0.521	0.585
Größe (µm)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	325.2	257.9	243.4	292.5	236.1	281.6	234.3	225.2	292.5	234.3	228.9	216.2	178.0	232.5	192.5	179.8	238.0
	216.2	276.1	239.8	276.1	301.5	274.3	198.0	248.9	210.7	252.5	183.5	201.6	201.6	198.0	183.5	208.9	236.1
	305.2	288.8	270.7	230.7	241.6	252.5	239.8	283.4	198.0	185.3	248.9	221.6	236.1	243.4	216.2	238.0	230.7
	367.0	297.9	232.5	308.8	236.1	272.5	276.1	268.8	232.5	152.6	208.9	188.9	214.3	161.7	214.3	250.7	212.5
	290.6	243.4	288.8	276.1	239.8	274.3	263.4	230.7	230.7	259.8	287.0	279.7	225.2	216.2	201.6	199.8	216.2
	308.8	221.6	268.8	250.7	183.5	250.7	216.2	212.5	219.8	228.9	243.4	198.0	199.8	214.3	214.3	188.9	187.1
	319.7	245.2	247.0	261.6	239.8	252.5	270.7	218.0	227.1	188.9	256.1	288.8	225.2	261.6	212.5	185.3	228.9
	219.8	218.0	265.2	285.2	254.3	167.1	227.1	274.3	250.7	188.0	274.3	183.5	210.7	223.4	172.6	179.8	245.2
	281.6	179.8	232.5	216.2	238.0	243.4	218.0	198.0	236.1	188.9	227.1	178.0	219.8	225.2	165.3	208.9	168.9
	267.0	239.8	287.0	228.9	188.9	245.2	203.4	252.5	285.2	263.4	225.2	174.4	265.2	210.7	181.6		181.6
	230.7	267.0	192.5	196.2	299.7	241.6	234.3	179.8	241.6	178.0	263.4	190.7	208.9	238.0	212.5		243.4
	234.3	232.5	228.9	248.9	241.6	201.6	234.3	232.5	178.0	232.5	257.9	334.3	161.7	257.9	247.0		190.7
	207.1	223.4	267.0	283.4	234.3	256.1	241.6	221.6	234.3	230.7	203.4	241.6	228.9	194.4	205.3		241.6
	279.7	263.4	257.9	270.7	256.1	201.6	192.5	201.6	221.6	190.7	283.4	234.3	198.0	185.3	192.5		199.8
	223.4	194.4	254.3	267.0	181.6	288.8	221.6	294.3	210.7	212.5	210.7	179.8	216.2	170.7	178.0		225.2
	263.4	270.7	248.9	270.7	236.1	188.9	230.7	263.4	207.1	270.7	252.5	203.4	232.5	201.6	190.7		190.7
	283.4	268.8	268.8	276.1	214.3	263.4	212.5	241.6	221.6	196.2	243.4	176.2	163.5	205.3	185.3		234.3
	283.4	261.6	281.6	236.1	261.6	274.3	283.4	238.0	199.8	174.4	268.8	239.8	221.6	178.0	183.5		192.5
	227.1	227.1	239.8	287.0	256.1	194.4	216.2	257.9	179.8	279.7	228.9	196.2	228.9	250.7	179.8		207.1
	270.7	172.6	199.8	234.3	205.3	232.5	210.7	254.3	236.1	247.0	245.2	207.1	188.9	170.7	192.5		238.0
	279.7	257.9	296.1	238.0	272.5	187.1	225.2	212.5	223.4	296.1	261.6	252.5	238.0	212.5	181.6		187.1
	263.4	277.9	234.3	243.4	188.9	190.7	257.9	248.9	285.2	236.1	205.3	210.7	203.4	205.3	172.6		239.8
	210.7	287.0	230.7	234.3	270.7	236.1	292.5	212.5	290.6	239.8	243.4	265.2	238.0	267.0	172.6		185.3
	303.4	268.8	257.9	270.7	241.6	241.6	250.7	250.7	208.9	194.4	234.3	170.7	270.7	245.2	188.9		239.8
	294.3	214.3	212.5	296.1	228.9	241.6	317.9	241.6	267.0		239.8	188.9	210.7		201.6		232.5
	238.0	236.1	232.5	267.0	243.4	201.6	205.3	257.9	292.5		188.9	176.2	236.1		194.4		
	325.2	288.8	250.7	236.1	232.5	265.2	234.3	232.5	216.2		245.2	190.7	218.0		152.6		
	208.9		210.7	274.3	212.5	261.6	261.6	270.7	239.8		250.7	176.2	205.3				
	223.4			247.0	265.2	241.6	183.5	188.9	272.5		219.8	223.4	232.5				
					274.3	188.9	212.5	230.7	219.8		230.7	219.8	219.8				
					212.5	248.9		283.4	223.4		221.6	308.8	207.1				
					248.9			199.8	241.6		281.6	187.1	168.9				
											272.5	261.6	223.4				
											178.0		288.8				
											245.2		199.8				

Tab.F4: Maximaler Gehäusedurchmesser von *N. pachyderma/N. atlantica* (Bohrung 907)

Probe Tiefe (m) Alter (Mio.J.)	2H-3-44 10.74 0.610	2H-3-108 11.38 0.645	2H-3-116 11.46 0.648	2H-4-31 12.11 0.665	2H-4-80 12.60 0.676	2H-4-115 12.95 0.683	2H-5-40 13.70 0.703	2H-5-47 13.77 0.705	2H-5-110 14.40 0.724	2H-5-115 14.45 0.725	2H-6-30 15.10 0.744	2H-6-47 15.27 0.751	2H-6-89 15.69 0.763	2H-6-114 15.94 0.768	2H-7-10 16.40 0.837	2H-7-47 16.77 0.921	3H-1-32 17.12 0.986
Größe (µm)																	
1	218.0	270.7	221.6	198.0	167.1	230.7	232.5	228.9	150.7	198.0	218.0	261.6	236.1	307.0	267.0	227.1	150.7
2	248.9	247.0	152.6	172.6	176.2	172.6	238.0	201.6	274.3	248.9	172.6	243.4	239.8	252.5	190.7	219.8	305.2
3	236.1	219.8	188.9	225.2	170.7	212.5	238.0	228.9	308.8	207.1	247.0	163.5	252.5	257.9	288.8	276.1	
4	221.6	239.8	187.1	238.0	172.6	214.3	194.4	187.1	310.6	196.2	305.2	212.5	181.6	228.9	230.7	225.2	
5	214.3	256.1	183.5	168.9	156.2	205.3	274.3	236.1	317.9	216.2	270.7	194.4	219.8	239.8	279.7	247.0	
6	305.2	265.2	190.7	167.1	152.6	232.5	223.4	178.0	158.0	194.4	241.6	221.6	207.1	252.5	238.0	185.3	
7	194.4	243.4	165.3	198.0	192.5	188.9	250.7	228.9	230.7	163.5	219.8	243.4	194.4	185.3	236.1	245.2	
8	234.3	241.6	207.1	248.9	181.6	194.4	225.2	198.0	241.6	185.3	254.3	232.5	274.3	272.5	210.7	218.0	
9	232.5	259.8	208.9	212.5	179.8	232.5	196.2	227.1	238.0	236.1	219.8	179.8	230.7	187.1	221.6	288.8	
10	230.7	287.0	152.6	210.7	250.7	179.8	178.0	208.9	247.0	312.5	236.1	268.8	178.0	183.5	228.9	179.8	
11	165.3	245.2	167.1	196.2	183.5	192.5	212.5	198.0	270.7	167.1	196.2	257.9	250.7	250.7	207.1	190.7	
12	210.7	236.1	190.7	279.7	210.7	228.9	198.0	245.2	210.7	245.5	228.9	265.2	201.6	208.9	218.0	196.2	
13	201.6	199.8	212.5	238.0	214.3	210.7	196.2	188.9	261.6	198.0	243.4	223.4	239.8	265.2	239.8	257.9	
14	165.3	223.4	214.3	232.5		225.2	201.6	225.2	207.1	165.3	274.3	214.3	223.4	234.3	256.1	216.2	
15	192.5	287.0	183.5	196.2		225.2	268.8	181.6	270.7	214.3	256.1	230.7	248.9	247.0	188.9	256.1	
16	261.6	256.1	170.7	245.2		227.1	238.0	188.9	267.0	194.4	272.5	228.9	159.8	192.5	281.6	218.0	
17	219.8	245.2	239.8	192.5		214.3	230.7	203.4	274.3	201.6	257.9	274.3	228.9	198.0	238.0	212.5	
18	274.3	212.5	178.0	212.5		174.4	216.2	192.5	223.4	178.0	207.1	219.8	257.9	270.7	185.3	198.0	
19	221.6	265.2	221.6	208.9		225.2	267.0	254.3	223.4	214.3	207.1	194.4	305.2	201.6	212.5	228.9	
20	185.3	248.9	196.2	198.0		163.5	223.4	176.2	210.7	208.9	156.2	214.3	203.4	207.1	234.3	218.0	
21	201.6	234.3	192.5	190.7		188.9	181.6	199.8	252.5	179.8	208.9	210.7	168.9	281.6	236.1	194.4	
22	208.9	268.8	181.6	277.9		228.9	230.7	190.7	210.7	165.3	214.3	185.3	234.3	212.5	218.0	207.1	
23	228.9	170.7	199.8	263.4		187.1	296.1	243.4	292.5	212.5	225.2	241.6	219.8	198.0	198.0	185.3	
24	257.9	239.8	161.7	230.7		174.4	272.5	194.4	248.9	187.1	245.2	230.7	219.8	168.9	198.0	214.3	
25	245.2	238.0	192.5	179.8		181.6	168.9	228.9	167.1	163.5	228.9	210.7	190.7	281.6	230.7	218.0	
26	238.0		187.1	172.6		183.5	178.0	239.8	285.2	179.8	317.9	223.4	268.8	199.8	259.8	254.3	
27	214.3		247.0	156.2		172.6	218.0	190.7	192.5	199.8	248.9	292.5	254.3	270.7	232.5	270.7	
28	241.6		170.7	214.3		192.5	216.2	232.5	238.0	214.3	201.6	252.5	190.7	247.0	297.9	223.4	
29	225.2		199.8	225.2		236.1			219.8	210.7	218.0	179.8	227.1	196.2	290.6	241.6	
30	192.5		156.2	199.8		190.7	187.1		176.2	212.5	257.9	219.8	167.1	176.2	183.5	212.5	
31	216.2		199.8	205.3		207.1				154.4	261.6	210.7	203.4	203.4	221.6	234.3	
32	261.6		183.5							198.0	274.3	174.4			192.5	170.7	
33	205.3		198.0							152.6	223.4	277.9			241.6	265.2	
34	172.6										228.9						
35	208.9																
36	247.0																

Tab.F4: Maximaler Gehäusedurchmesser von *N. pachyderma*/N. atlantica (Bohrung 907)

Probe Tiefe (m)	3H-1-90	3H-2-70	3H-3-41	3H-4-120	3H-5-61	3H-6-31	3H-6-89	3H-7-10	4H-1-78	4H-2-10	4H-3-110	4H-4-100	5H-2-19	7H-3-49
Alter (Mio.J.)	17.70	19.00	20.21	22.50	23.41	24.61	25.19	25.90	27.08	27.90	30.40	31.80	37.49	58.29
Größe (µm)	1.004	1.044	1.100	1.210	1.254	1.312	1.340	1.374	1.431	1.470	1.591	1.658	1.948	3.072
1	150.7	203.4	150.7	168.9	194.4	307.0	223.4	192.5	230.7	219.8	201.6	158.0	170.7	328.8
2	159.8	228.9	168.9	167.1	172.6	248.9	314.3	170.7	281.6		174.4		205.3	225.2
3	176.2	199.8	179.8	161.7	312.5	188.9		210.7	230.7		219.8			296.1
4		210.7	181.6	210.7	288.8	172.6		161.7	281.6		268.8			310.6
5		230.7	178.0	267.0	328.8	259.8		165.3	232.5		198.0			301.5
6		283.4	183.5	165.3		156.2		207.1	239.8		288.8			228.9
7		207.1	176.2	163.5		192.5		290.6	310.6		176.2			243.4
8		198.0	178.0	259.8				303.4	183.5		241.6			252.5
9		254.3	172.6					172.6	205.3		163.5			234.3
10		167.1	174.4					168.9	239.8		156.2			307.0
11			192.5					167.1	236.1		245.2			272.5
12			214.3					174.4	192.5		247.0			296.1
13			161.7						208.9		212.5			234.3
14			159.8						287.0		210.7			272.5
15			218.0						245.2		236.1			236.1
16			156.2						219.8					236.1
17			181.6						238.0					279.7
18			199.8						199.8					316.1
19			252.5						243.4					238.0
20			188.9						196.2					210.7
21			228.9						303.4					277.9
22			174.4						234.3					
23			150.7						267.0					
24									279.7					
25									176.2					
26									265.2					
27									267.0					
28									228.9					
29									167.1					
30									236.1					
31									185.3					
32									254.3					
33														
34														
35														
36														

Bohrung 909 (Framstraße)

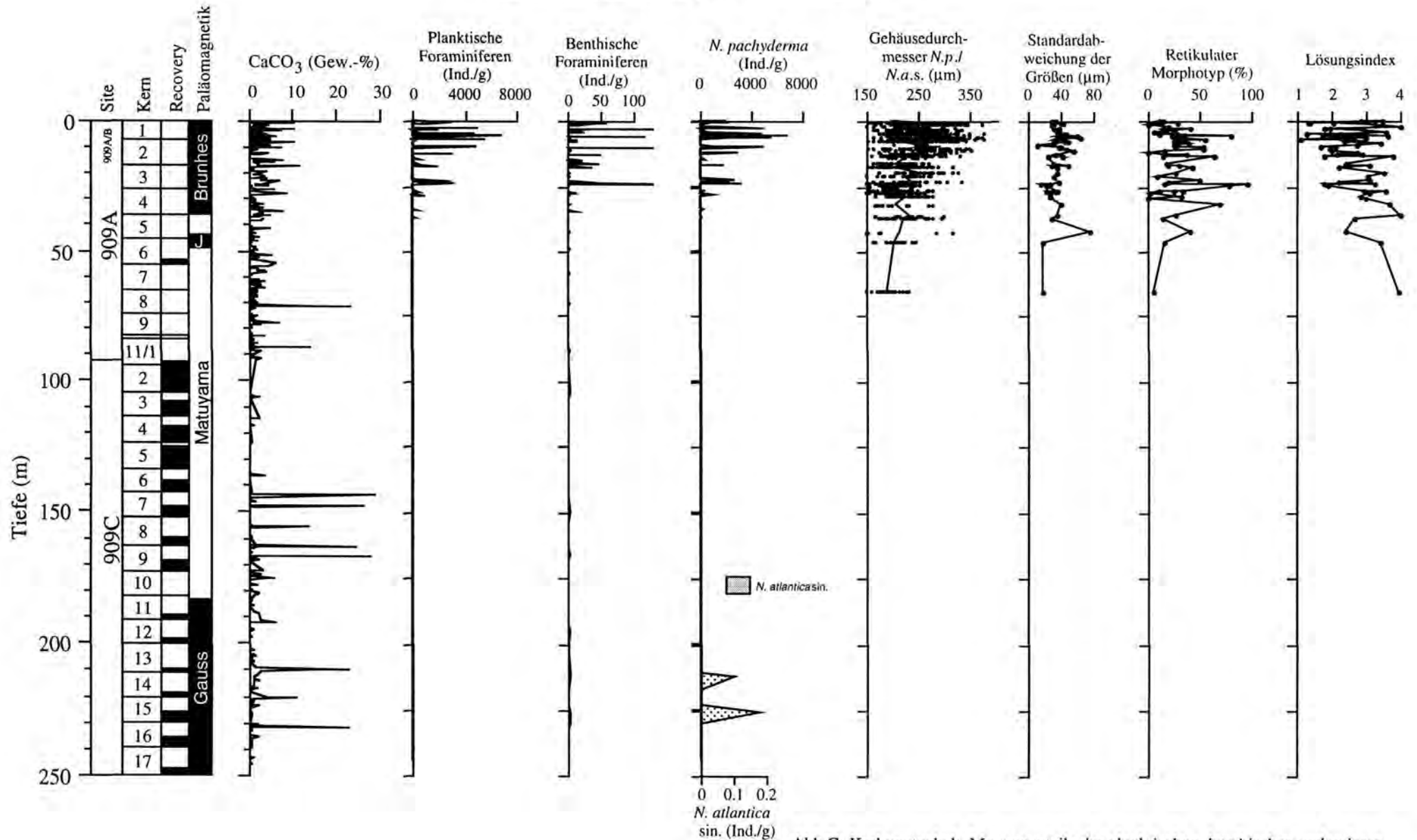


Abb.G: Karbonatgehalt, Mengenanteile der planktischen, benthischen und polaren Foraminiferen im Vergleich zur Karbonaterhaltung und zur Biometrie/Morphometrie der Arten *N. pachyderma*/*N. atlantica* in der Bohrung 909 (Framstraße).

Tab.G1: Karbonatgehalte (Bohrung 909)

Kern	Probe	Tiefe (m)	CaCO ₃ (Gew.-%)
A	1H-1-6	0.06	4.04
A	1H-1-16	0.16	0.37
A	1H-1-26	0.26	0.15
A	1H-1-44	0.44	8.59
A	1H-1-46	0.46	7.80
A	1H-1-66	0.66	8.22
A	1H-1-76	0.76	0.70
A	1H-1-86	0.86	1.45
A	1H-1-96	0.96	0.03
A	1H-1-106	1.06	3.97
A	1H-1-110	1.10	5.04
A	1H-1-126	1.26	2.21
A	1H-1-146	1.46	0.91
A	1H-2-6	1.56	1.78
A	1H-2-16	1.66	2.48
A	1H-2-19	1.69	4.47
A	1H-2-27	1.77	2.87
A	1H-2-36	1.86	1.78
A	1H-2-46	1.96	1.70
A	1H-2-56	2.06	2.55
A	1H-2-66	2.16	3.70
A	1H-2-86	2.36	0.68
A	1H-2-96	2.46	0.38
A	1H-2-106	2.56	1.47
A	1H-2-116	2.66	4.85
A	1H-2-126	2.76	4.71
A	1H-2-136	2.86	6.78
A	1H-2-138	2.88	8.16
A	1H-2-146	2.96	8.31
A	1H-3-6	3.06	10.18
A	1H-3-16	3.16	3.26
A	1H-3-26	3.26	0.00
A	1H-3-36	3.36	2.26
A	1H-3-45	3.45	2.10
A	1H-3-46	3.46	2.61
A	1H-3-56	3.56	0.32
A	1H-3-66	3.66	1.32
A	1H-3-76	3.76	4.05
A	1H-3-86	3.86	6.01
A	1H-3-96	3.96	7.29
A	1H-3-106	4.06	0.59
A	1H-3-116	4.16	0.57
A	1H-3-121	4.21	0.90
A	1H-3-126	4.26	0.59
A	1H-4-34	4.84	3.98
A	1H-4-114	5.64	6.08
A	1H-5-3	6.03	0.00
A	1H-5-65	6.65	0.68
A	1H-CC-3	7.15	0.49
A	1H-CC-5	7.17	0.44
A	2H-1-6	7.56	0.02
B	2H-1-8	7.58	0.50
B	2H-1-18	7.68	0.16
B	2H-1-28	7.78	9.88
B	2H-1-38	7.88	0.09
B	2H-1-48	7.98	0.05
B	2H-1-58	8.08	0.09
B	2H-1-68	8.18	8.66
B	2H-1-78	8.28	10.43
B	2H-1-88	8.38	0.38
B	2H-1-98	8.48	2.78
A	2H-1-99	8.49	0.86

Kern	Probe	Tiefe (m)	CaCO ₃ (Gew.-%)
B	2H-1-108	8.58	0.48
B	2H-1-118	8.68	0.46
B	2H-1-128	8.78	0.17
B	2H-1-138	8.88	0.43
B	2H-1-146	8.96	0.65
A	2H-2-3	9.03	0.21
B	2H-2-8	9.08	2.51
B	2H-2-18	9.18	1.37
B	2H-2-28	9.28	0.40
B	2H-2-38	9.38	4.16
B	2H-2-48	9.48	4.74
B	2H-2-58	9.58	0.61
B	2H-2-68	9.68	0.21
B	2H-2-78	9.78	0.18
B	2H-2-88	9.88	0.41
A	2H-2-95	9.95	7.19
B	2H-2-98	9.98	0.13
B	2H-2-108	10.08	0.26
B	2H-2-118	10.18	0.26
B	2H-2-128	10.28	0.14
B	2H-2-138	10.38	0.11
B	2H-2-148	10.48	0.40
A	2H-3-36	10.86	2.04
A	2H-3-100	11.50	0.36
A	2H-4-42	12.42	4.32
A	2H-4-77	12.77	2.41
A	2H-5-56	14.06	0.03
A	2H-5-144	14.94	7.92
A	2H-6-15	15.15	1.20
A	2H-6-100	16.00	0.91
A	2H-7-45	16.95	2.16
A	3H-1-34	17.34	11.58
A	3H-1-100	18.00	0.00
A	3H-2-39	18.89	0.46
A	3H-2-106	19.56	3.90
A	3H-3-33	20.33	1.04
A	3H-3-83	20.83	1.02
A	3H-4-35	21.85	1.45
A	3H-4-100	22.50	2.51
A	3H-5-83	23.83	3.31
A	3H-5-131	24.31	1.56
A	3H-6-20	24.70	1.52
A	3H-6-101	25.51	0.16
A	3H-7-17	26.17	2.79
A	4H-1-15	26.65	0.62
A	4H-1-94	27.43	8.47
A	4H-2-16	28.16	0.54
A	4H-2-120	29.20	0.33
A	4H-3-77	30.27	1.60
A	4H-3-120	30.70	0.00
A	4H-4-34	31.34	0.12
A	4H-4-100	32.00	2.94
A	4H-5-16	32.66	0.00
A	4H-5-114	33.64	0.76
A	4H-6-49	34.49	7.75
A	4H-6-101	35.01	2.36
A	4H-7-27	35.77	2.17
A	4H-CC-6	35.96	0.82
A	5H-1-35	36.35	3.20
A	5H-1-85	36.85	0.00
A	5H-2-47	37.97	2.68
A	5H-2-98	38.48	0.00

Tab.G1: Karbonatgehalte (Bohrung 909)

Kern	Probe	Tiefe (m)	CaCO3 (Gew.-%)
A	5H-3-26	39.26	0.00
A	5H-3-116	40.16	0.21
A	5H-4-20	40.70	0.00
A	5H-4-83	41.33	0.00
A	5H-5-38	42.38	0.00
A	5H-5-130	43.30	0.00
A	5H-6-38	43.88	0.00
A	5H-6-137	44.87	0.00
A	5H-7-13	45.13	0.00
A	6H-1-26	45.76	0.00
A	6H-1-120	46.70	0.68
A	6H-2-13	47.13	0.00
A	6H-2-33	47.33	0.00
A	6H-3-35	48.12	0.00
A	6H-4-34	49.94	0.00
A	6H-4-102	49.62	0.00
A	6H-5-41	50.41	0.00
A	6H-5-102	51.02	0.10
A	6H-6-41	51.84	0.00
A	6H-6-100	52.42	2.04
A	6H-7-27	53.12	0.00
A	6H-7-100	53.84	3.21
A	7H-1-16	55.66	3.61
A	7H-1-87	56.37	0.00
A	7H-2-36	57.06	2.41
A	7H-2-94	57.64	1.86
A	7H-3-33	58.53	0.00
A	7H-3-86	59.06	0.00
A	7H-4-37	59.77	0.00
A	7H-4-87	60.17	0.00
A	7H-5-41	61.01	0.00
A	7H-5-86	61.46	0.00
A	7H-6-37	62.37	0.00
A	7H-6-120	63.20	0.29
A	7H-7-41	63.71	2.01
A	7H-7-117	64.47	0.00
A	8H-1-33	65.33	0.18
A	8H-1-95	65.95	0.00
A	8H-2-41	66.81	0.00
A	8H-2-115	67.55	0.78
A	8H-3-45	68.35	0.92
A	8H-3-114	68.94	0.00
A	8H-4-37	69.58	0.00
A	8H-4-94	70.14	0.00
A	8H-5-15	70.74	0.71
A	8H-5-67	71.27	14.71
A	8H-6-35	71.99	0.00
A	8H-7-41	72.71	0.05
A	8H-7-100	73.30	0.00
A	9H-1-41	74.41	0.57
A	9H-1-87	74.87	0.00
A	9H-2-41	75.81	0.00
A	9H-2-94	76.34	0.60
A	9H-3-41	77.21	0.26
A	9H-3-120	78.00	1.13
A	9H-4-41	78.65	0.00
A	9H-4-85	79.05	0.00
A	9H-5-41	80.01	0.00
A	9H-5-85	80.45	0.00
A	9H-6-41	81.41	1.79
A	9H-6-85	81.85	3.52
A	9H-7-15	82.55	3.07

Kern	Probe	Tiefe (m)	CaCO3 (Gew.-%)
A	10H-1-42	83.02	0.00
A	10H-1-100	83.60	0.00
A	11H-1-41	84.81	0.58
A	11H-1-100	85.40	0.00
C	1R-1-41	85.41	0.13
C	1R-1-118	86.18	0.35
A	11H-2-41	86.21	0.18
A	11H-2-85	86.65	1.27
A	11H-3-2	87.22	14.14
A	11H-3-80	88.00	0.00
A	11H-4-41	89.04	1.70
A	11H-4-120	89.80	0.16
A	11H-5-37	90.37	0.00
A	11H-5-108	91.07	0.54
A	11H-6-41	91.85	1.61
C	3R-2-41	106.21	2.37
C	3R-2-119	106.44	0.12
C	3R-1-41	104.71	0.16
C	3R-1-119	105.49	0.26
C	4R-1-40	114.30	0.27
C	4R-1-114	115.04	0.19
C	4R-2-40	115.80	0.12
C	4R-2-114	116.54	0.21
C	4R-3-40	117.23	0.09
C	5R-1-41	124.01	0.05
C	6R-1-41	133.61	0.05
C	6R-1-116	134.36	0.07
C	6R-2-41	135.11	0.10
C	6R-2-116	135.86	0.18
C	6R-3-41	136.61	0.02
C	6R-3-116	137.36	0.21
C	6R-4-41	138.11	0.04
C	7R-1-41	143.31	0.24
C	7R-2-41	144.81	0.03
C	7R-2-115	145.55	0.06
C	7R-3-41	146.31	0.05
C	7R-3-115	147.05	0.02
C	7R-4-41	147.51	0.32
C	7R-4-115	148.55	0.07
C	8R-1-44	153.04	0.07
C	8R-1-117	153.75	0.03
C	8R-2-41	154.19	0.16
C	8R-2-117	154.94	0.03
C	8R-3-31	155.91	0.07
C	8R-3-117	156.77	0.05
C	8R-4-41	157.51	0.02
C	8R-4-114	158.24	0.06
C	8R-5-41	159.01	0.07
C	8R-5-116	159.76	0.12
C	9R-1-41	162.71	0.20
C	9R-1-118	163.52	0.16
C	9R-2-41	164.21	0.17
C	9R-2-118	165.08	0.14
C	9R-3-41	165.71	0.14
C	9R-3-118	166.49	0.34
C	9R-4-41	167.21	0.27
C	9R-4-118	167.98	2.10
C	9R-5-41	168.71	0.07
C	10R-1-41	172.31	0.07
C	10R-1-116	173.16	0.07
C	10R-2-41	173.91	2.71
C	10R-2-118	174.68	0.17

Tab.G1: Karbonatgehalte (Bohrung 909)

Kern	Probe	Tiefe (m)	CaCO ₃ (Gew.-%)
C	10R-3-41	175.31	3.50
C	10R-3-116	176.06	0.14
C	10R-4-41	176.81	0.10
C	10R-4-116	177.26	0.04
C	10R-5-41	178.31	0.14
C	10R-5-116	179.06	0.12
C	10R-6-41	179.81	0.34
C	10R-6-116	180.56	2.17
C	11R-1-41	182.01	0.90
C	11R-1-117	182.77	0.38
C	11R-2-41	183.51	0.51
C	11R-2-115	184.25	0.00
C	11R-3-43	185.03	0.00
C	11R-3-117	185.77	0.00
C	11R-4-41	186.51	0.00
C	11R-4-117	187.27	0.51
C	11R-5-41	188.03	0.83
C	11R-5-117	188.77	2.09
C	11R-6-41	189.51	2.36
C	12R-1-38	191.58	2.59
C	12R-1-115	192.35	0.00
C	12R-2-40	193.00	0.00
C	12R-2-115	193.75	0.00
C	12R-3-40	194.50	0.00
C	12R-3-115	195.35	0.00
C	12R-4-40	196.10	0.00
C	12R-4-115	196.85	0.00
C	12R-5-40	197.60	0.00
C	13R-1-41	197.61	0.00
C	13R-1-117	201.97	0.00
C	13R-2-41	202.71	0.00
C	13R-2-117	203.47	0.00
C	13R-3-40	204.20	0.00
C	13R-3-117	204.97	0.08
C	13R-4-45	205.75	0.00
C	13R-4-117	206.47	0.74
C	13R-5-41	207.21	0.00
C	13R-5-117	207.97	0.18
C	13R-6-41	208.71	1.56
C	13R-6-117	209.74	14.89
C	14R-1-41	210.91	2.19
C	14R-1-116	211.66	1.68
C	14R-2-41	212.41	0.91
C	14R-2-116	213.16	1.09
C	14R-3-41	213.91	0.92
C	14R-3-116	214.66	0.94
C	14R-4-41	215.41	1.17
C	14R-4-116	216.16	0.87
C	14R-5-41	216.91	0.00
C	14R-5-116	217.66	0.00
C	14R-6-41	218.41	0.00
C	15R-1-41	220.51	10.80
C	15R-1-116	221.32	0.00
C	15R-2-41	222.07	0.85
C	15R-2-116	222.82	0.00
C	15R-3-41	223.51	1.02
C	15R-3-116	224.26	0.00
C	15R-4-41	225.01	0.00
C	15R-4-116	226.76	0.52
C	16R-1-41	230.01	0.12
C	16R-1-116	230.77	0.00
C	16R-2-41	231.51	0.12

Kern	Probe	Tiefe (m)	CaCO ₃ (Gew.-%)
C	16R-2-116	232.26	0.72
C	16R-3-41	233.01	0.00
C	16R-3-116	233.76	0.00
C	16R-4-41	234.51	0.00
C	16R-4-116	235.26	2.23
C	17R-1-41	239.61	0.00
C	17R-1-115	240.36	0.00
C	17R-2-41	241.12	0.00
C	17R-2-115	241.87	0.00
C	17R-3-41	242.61	0.00
C	17R-3-115	243.35	0.00
C	17R-4-41	244.11	0.00
C	17R-4-115	244.87	0.00
C	17R-5-41	245.62	0.00
C	17R-5-115	246.36	0.00
C	17R-6-41	246.90	0.00

Tab.G2: Foraminiferengesellschaftung (Bohrung 909)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio.J.)	Benthos Ind./g	Plankton Ind./g	N.p. Ind./g	N.I. Ind./g	N.a.s.in Ind./g	N.a.dex Ind./g	GLb. Ind./g	GLq. Ind./g	Gr.l. Ind./g	Gr.s. Ind./g	Gg.g. Ind./g	Gg.u. Ind./g	Or.u. Ind./g	Div. Ind./g
1H-1-10	0.10	0.013	9.48	323.22	315.64	5.69	0.00	0.00	0.00	0.00	1.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1H-1-44	0.44	0.030	57.22	2525.67	1969.86	24.52	0.00	0.00	286.08	138.95	0.00	0.00	40.87	16.35	0.00	49.04
1H-1-91	0.91	0.055	40.19	2953.85	2351.02	70.33	0.00	0.00	381.79	90.42	0.00	0.00	30.14	0.00	0.00	30.14
1H-1-100	1.00	0.058	12.77	1059.57	906.38	17.02	0.00	0.00	97.87	25.53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	12.77
1H-2-10	1.60	0.078	0.44	4.71	4.41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1H-2-19	1.69	0.081	0.64	2.82	2.82	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1H-2-91	2.41	0.106	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1H-2-138	2.88	0.122	609.52	5056.79	5011.64	45.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1H-3-10	3.10	0.129	32.90	781.49	773.26	4.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.11
1H-3-45	3.45	0.137	0.12	7.30	6.58	0.12	0.00	0.00	0.36	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12
1H-3-91	3.91	0.146	24.03	266.93	284.10	2.83	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1H-3-121	4.21	0.151	0.00	0.12	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1H-4-10	4.60	0.159	0.00	0.20	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1H-4-34	4.84	0.164	0.29	6.99	6.87	0.06	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1H-4-91	5.41	0.175	0.00	2.07	1.88	0.13	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1H-4-114	5.64	0.179	115.92	3709.58	2975.40	135.25	0.00	0.00	405.74	38.64	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	154.57
1H-5-3	6.03	0.187	0.35	15.71	15.36	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1H-5-10	6.10	0.188	0.00	0.44	0.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1H-5-65	6.65	0.199	0.08	17.39	16.90	0.25	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16
1H-5-91	6.91	0.204	12.10	2510.40	2437.81	48.39	0.00	0.00	18.15	6.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.88
1H-CC-5	7.17	0.209	0.95	15.42	13.52	0.22	0.00	0.00	0.66	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.78
1H-CC-10	7.22	0.210	0.00	2.14	2.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-1-6	7.56	0.216	1.57	38.00	35.65	0.78	0.00	0.00	0.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-1-10	7.60	0.217	12.60	163.78	159.58	4.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-1-91	8.41	0.233	0.00	0.50	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-1-99	8.49	0.234	0.00	0.15	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-2-3	9.03	0.245	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-2-10	9.10	0.246	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-2-91	9.91	0.262	120.90	1322.31	1201.42	52.89	0.00	0.00	45.34	15.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.56
2H-2-95	9.95	0.263	168.91	2449.27	2205.28	28.15	0.00	0.00	112.61	28.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	75.07
2H-3-10	10.60	0.275	0.27	5.59	4.36	0.27	0.00	0.00	0.27	0.41	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.14
2H-3-36	10.86	0.280	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-3-91	11.41	0.291	0.00	0.11	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-3-100	11.50	0.293	0.66	1.75	0.44	0.00	0.00	0.00	0.29	0.37	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.58
2H-4-10	12.10	0.305	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-4-42	12.42	0.311	48.67	3114.83	3068.16	48.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-4-77	12.77	0.318	0.15	1.73	1.58	0.08	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-4-91	12.91	0.320	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-5-10	13.60	0.334	0.00	1.68	1.49	0.09	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-5-56	14.06	0.343	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-5-144	14.94	0.360	20.81	473.50	452.68	13.01	0.00	0.00	2.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.20
2H-6-10	15.10	0.363	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-6-15	15.15	0.364	1.81	0.47	0.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08
2H-6-91	15.91	0.379	45.45	231.38	225.18	2.07	0.00	0.00	4.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-6-100	16.00	0.380	0.08	0.40	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2H-7-45	16.95	0.399	0.06	0.64	0.64	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-1-34	17.34	0.406	35.48	1987.04	1945.60	29.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	11.85
3H-1-100	18.00	0.419	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-2-39	18.89	0.436	0.00	0.07	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-2-91	19.41	0.446	0.41	14.19	14.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tab.G2: Foraminifervergesellschaftung (Bohrung 909)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio.J.)	Benthos Ind./g	Plankton Ind./g	Np. Ind./g	N.I. Ind./g	N.s.in Ind./g	N.adex Ind./g	Gl.b. Ind./g	Gl.q. Ind./g	Gr.l. Ind./g	Gr.t. Ind./g	Gr.s. Ind./g	Gg.g. Ind./g	Gg.u. Ind./g	Or.u. Ind./g	Div. Ind./g
3H-2-106	19.56	0.449	1.57	8.20	8.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-3-33	20.33	0.464	0.00	0.32	0.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-3-83	20.83	0.474	0.20	12.28	12.08	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-4-35	21.85	0.494	0.00	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-4-100	22.50	0.506	0.07	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13
3H-5-9	23.09	0.518	39.83	2708.71	2708.71	46.47	0.00	0.00	53.11	106.22	0.00	0.00	0.00	6.64	0.00	0.00	13.28
3H-5-81	23.81	0.532	180.28	2360.05	2294.49	16.39	0.00	0.00	24.58	8.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	16.39
3H-5-91	23.91	0.534	58.01	376.39	366.95	4.05	0.00	0.00	1.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.05
3H-5-131	24.31	0.542	0.00	0.21	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07
3H-6-20	24.60	0.547	0.68	4.25	4.12	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07
3H-6-91	25.41	0.563	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-6-101	25.51	0.565	0.00	0.13	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3H-7-17	26.10	0.576	0.09	0.72	0.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-1-10	26.60	0.586	0.94	11.60	10.87	0.52	0.00	0.00	0.10	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-1-15	26.65	0.587	0.00	5.50	5.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-1-91	27.41	0.602	13.14	467.03	450.38	14.90	0.00	0.00	0.00	1.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-1-94	27.44	0.602	2.82	138.73	136.62	2.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-2-16	28.16	0.616	0.25	19.46	19.08	0.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-2-91	28.91	0.631	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-2-120	29.20	0.636	0.15	0.08	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-3-77	30.27	0.657	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-3-120	30.70	0.666	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-4-34	31.34	0.678	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-4-91	31.91	0.689	0.18	1.33	1.16	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-5-16	32.66	0.704	0.23	0.23	0.23	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-6-49	34.49	0.739	8.90	352.31	342.13	7.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.54
4H-6-101	35.01	0.749	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-7-10	35.60	0.761	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-7-27	35.77	0.764	0.00	0.15	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4H-CC-8	35.90	0.766	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5H-1-10	36.10	0.770	0.00	1.14	1.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5H-1-35	36.35	0.775	0.12	1.17	0.98	0.00	0.00	0.00	0.17	0.06	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.29
5H-2-10	37.60	0.807	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5H-2-47	37.97	0.816	0.00	0.11	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5H-4-91	41.41	0.907	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5H-5-38	42.38	0.933	0.92	2.74	1.11	0.07	0.00	0.00	0.15	0.44	0.00	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.82
5H-6-91	44.41	0.987	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5H-7-13	45.13	1.003	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6H-1-26	45.76	1.018	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6H-1-91	46.42	1.033	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6H-2-13	47.13	1.049	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6H-2-33	47.33	1.052	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6H-3-35	48.05	1.060	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6H-4-34	48.84	1.069	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6H-5-10	50.10	1.084	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6H-5-41	50.41	1.087	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6H-6-10	51.50	1.100	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6H-6-41	51.81	1.103	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6H-7-27	53.17	1.119	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6H-CC-10	54.38	1.133	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tab.G2: Foraminiferengesellschaftung (Bohrung 909)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio.J.)	Benthos Ind./g	Plancton Ind./g	N.p. Ind./g	N.I. Ind./g	N.a.sln Ind./g	N.a.dex Ind./g	Gl.b. Ind./g	Gl.q. Ind./g	Gr.l. Ind./g	Gr.t. Ind./g	Gr.s. Ind./g	Gg.g. Ind./g	Gg.u. Ind./g	Gr.u. Ind./g	Div. Ind./g
7H-1-10	55.60	1.147	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7H-1-16	55.66	1.148	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7H-2-36	57.36	1.167	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7H-3-10	58.42	1.179	0.58	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7H-3-86	59.36	1.190	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7H-4-88	60.88	1.208	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7H-5-66	62.01	1.221	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7H-5-91	62.06	1.221	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7H-6-37	63.37	1.236	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7H-6-120	64.20	1.246	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7H-7-91	64.97	1.255	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7H-7-117	65.23	1.258	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8H-1-33	65.33	1.259	0.00	4.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8H-1-91	65.91	1.266	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8H-1-95	65.95	1.266	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8H-2-41	66.41	1.271	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8H-3-114	68.84	1.299	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8H-4-10	69.30	1.305	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8H-4-94	70.14	1.314	0.43	0.14	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8H-5-15	70.85	1.323	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8H-6-35	71.15	1.326	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8H-7-91	73.21	1.350	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8H-7-100	73.30	1.351	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9H-1-87	74.77	1.388	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9H-2-10	75.50	1.376	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9H-2-94	76.34	1.386	0.00	0.15	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08
9H-3-41	77.31	1.397	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9H-4-10	78.50	1.411	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9H-4-41	78.81	1.414	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9H-5-41	80.31	1.432	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9H-6-85	81.85	1.449	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
9H-7-15	82.15	1.453	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9H-CC-10	82.73	1.459	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-1-42	83.02	1.463	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10H-1-98	83.58	1.469	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-1-41	84.71	1.482	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11R-1-41	85.41	1.490	0.00	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28
11H-2-41	86.21	1.500	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-2-90	86.70	1.505	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-3-2	87.32	1.512	0.36	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-4-90	89.50	1.537	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-4-120	89.80	1.541	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-5-37	90.47	1.549	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-6-10	91.50	1.560	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11H-6-41	91.81	1.564	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3R-1-41	104.81	1.714	0.78	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3R-1-119	105.49	1.722	0.00	0.10	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4R-1-40	114.30	1.823	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4R-2-114	116.54	1.849	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13
5R-1-41	124.01	1.935	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tab.G2: Foraminiferenvergesellschaftung (Bohrung 909)

Probe	Tiefe (m)	Altar (Mio.J.)	Benthos Ind/g	Plancton Ind/g	N.p. Ind/g	N.L. Ind/g	N.ssh Ind/g	N.s.dex Ind/g	Gib. Ind/g	Gl.q. Ind/g	Gl.l. Ind/g	Gr.l. Ind/g	Gr.s. Ind/g	Gg.g. Ind/g	Gg.u. Ind/g	Gr.u. Ind/g	Div. Ind/g
6R-1-41	133.61	2.046	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6R-3-116	137.36	2.089	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7R-1-115	144.05	2.166	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7R-4-41	149.29	2.226	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8R-1-117	153.77	2.278	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8R-3-41	156.01	2.304	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8R-4-114	157.74	2.323	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8R-5-41	159.01	2.338	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9R-1-41	162.71	2.381	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9R-3-118	166.48	2.424	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9R-4-41	167.21	2.433	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9R-4-118	167.98	2.441	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10R-1-41	172.31	2.491	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10R-6-116	181.26	2.594	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11R-1-41	182.01	2.604	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12R-2-40	193.04	2.765	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12R-3-40	194.54	2.787	0.64	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21
13R-1-117	201.97	2.895	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13R-2-41	202.71	2.906	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14R-1-41	210.91	3.026	1.12	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14R-2-116	212.16	3.044	0.52	0.10	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14R-5-41	216.91	3.114	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15R-1-41	220.51	3.166	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15R-2-116	222.76	3.199	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15R-4-116	225.76	3.243	1.86	2.04	0.27	0.09	0.16	0.00	0.44	0.71	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.27
16R-1-41	230.01	3.305	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16R-2-41	231.51	3.327	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16R-3-116	233.76	3.360	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17R-1-41	239.61	3.445	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17R-4-41	244.11	3.511	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tab.G3: Größe, Morphotyp und Lösungsindex von *N. pachyderma*/*N. atlantica* (Bohrung 909)

Probe	Tiefe (m)	Alter (Mio.J.)	Mittelwert (µm)	Standardabweichung (µm)	Lösungsindex	Retikulater Morphotyp (%)
1H-1-10	0.10	0.013	212.08	34.23	2.86	14.29
1H-1-16	0.16	0.016	198.70	29.69	3.48	12.00
1H-1-44	0.44	0.030	268.18	32.17	1.34	2.86
1H-1-70	0.70	0.044	273.63	42.26	1.29	29.03
1H-1-91	0.91	0.055	275.08	40.24	2.06	12.90
1H-2-19	1.69	0.081	191.74	29.79	3.27	0.00
1H-2-27	1.77	0.084			4.00	20.00
1H-2-104	2.54	0.110	246.74	31.28	1.94	15.15
1H-2-138	2.88	0.122	275.38	36.86	1.78	41.67
1H-3-45	3.45	0.137	241.21	37.59	2.97	25.00
1H-3-91	3.91	0.146	234.12	34.92	3.60	6.67
1H-4-7	4.57	0.158	267.23	47.64	2.25	29.17
1H-4-34	4.84	0.164	254.90	43.61	1.93	27.59
1H-4-42	4.92	0.165	263.53	44.67	1.23	11.43
1H-4-91	5.41	0.175	272.13	35.96	3.65	80.65
1H-4-114	5.64	0.179	269.42	60.25	1.73	24.24
1H-5-6	6.06	0.187	255.20	65.48	3.00	25.00
1H-5-44	6.44	0.195	268.11	37.35	2.24	33.33
1H-5-87	6.87	0.203	298.56	30.51	1.08	55.81
1H-5-91	6.91	0.204	266.95	43.35	2.45	35.48
1H-CC-5	7.17	0.209	257.75	44.67	2.63	26.67
2H-1-10	7.60	0.217	243.26	47.93	2.87	26.67
2H-1-16	7.66	0.218	248.59	44.41	2.37	25.58
2H-1-91	8.41	0.233	236.73	31.76	3.40	40.00
2H-2-7	9.06	0.246	252.48	10.79	2.75	25.00
2H-2-91	9.91	0.262	246.43	39.91	1.67	26.67
2H-2-107	10.07	0.265	284.09	37.36	2.09	53.49
2H-3-10	10.60	0.275	275.94	46.03	1.96	53.85
2H-3-100	11.50	0.293	255.82	56.00	2.00	16.67
2H-3-147	11.97	0.302			2.75	0.00
2H-4-42	12.42	0.311	239.84	32.43	2.16	16.22
2H-4-77	12.77	0.318	247.37	32.63	2.89	36.84
2H-4-105	13.05	0.323	239.71	41.69	1.78	13.89
2H-5-10	13.60	0.334	227.97	23.47	3.79	64.29
2H-6-91	15.91	0.378	209.22	30.53	2.42	18.18
2H-7-45	16.95	0.399	226.61	49.82	2.40	20.00
2H-CC	16.99	0.399	212.53	29.04	3.10	30.00
3H-1-34	17.34	0.406	206.68	36.21	2.21	42.11
3H-2-91	19.41	0.446	254.31	35.80	3.53	26.47
3H-3-83	20.83	0.474	224.80	30.74	3.03	8.82
3H-4-89	22.39	0.504			3.10	50.00
3H-5-9	23.09	0.518	238.15	37.66	2.21	20.59
3H-5-91	23.91	0.534	189.00	27.06	3.25	15.63
3H-5-107	24.07	0.537	212.84	16.18	1.80	96.67
3H-6-43	24.83	0.552	201.75	22.54	1.89	77.78
4H-1-10	26.60	0.586	198.82	35.41	2.94	33.33
4H-1-15	26.65	0.587	210.70	32.60	3.56	25.00
4H-1-45	26.97	0.593	205.37	22.55	3.59	10.81
4H-1-91	27.41	0.602	197.25	25.85	3.11	2.70
4H-2-72	28.72	0.627	225.57	27.90	2.84	32.43
4H-3-27	29.77	0.647			3.00	0.00
4H-4-91	31.91	0.689	208.87	39.96	3.69	68.75
5H-1-10	36.10	0.770	231.60	35.38	4.00	27.27
5H-1-129	37.29	0.798	222.44	29.35	2.70	15.00
5H-5-38	42.38	0.933	214.80	75.67	2.42	41.67
6H-1-78	46.28	1.030	204.10	18.32	3.45	16.13
8H-1-33	65.33	1.259	189.72	18.52	3.97	5.88

Tab. G4: Maximaler Gehäusedurchmesser von *N. pachyderma*/N. atlantica (Bohrung 909)

Probe	1H-1-10	1H-1-16	1H-1-44	1H-1-70	1H-1-91	1H-2-19	1H-2-27	1H-2-104	1H-2-138	1H-3-45	1H-3-91	1H-4-7	1H-4-34	1H-4-42	1H-4-91	1H-4-114	1H-5-6	1H-5-44	1H-5-87	1H-5-91	1H-CC-5
Tiefe (m)	0.10	0.16	0.44	0.70	0.91	1.69	1.77	2.54	2.88	3.45	3.91	4.57	4.84	4.92	5.41	5.84	6.06	6.44	6.87	6.91	7.17
Alter (Mio.J.)	0.013	0.016	0.030	0.044	0.055	0.081	0.084	0.110	0.122	0.137	0.146	0.158	0.164	0.165	0.175	0.178	0.187	0.195	0.203	0.204	0.209
Größe (µm)																					
1	241.6	225.2	232.5	285.2	263.4	223.4	150.7	296.1	259.8	225.2	227.1	270.7	345.2	252.5	225.2	314.3	208.9	263.4	356.1	252.5	259.8
2	276.1	263.4	241.6	228.9	241.6	161.7		294.3	212.5	248.9	196.2	212.5	312.5	219.8	296.1	239.8	301.5	250.7	297.9	216.2	308.8
3	265.2	210.7	290.6	277.9	276.1	181.6		261.6	234.3	216.2	236.1	232.5	327.0	281.6	305.2	216.2	228.9	228.9	301.5	310.6	267.0
4	212.5	203.4	265.2	343.3	341.5	183.5		225.2	274.3	190.7	257.9	203.4	303.4	228.9	303.4	361.5	319.7	319.7	307.0	238.0	248.9
5	238.0	188.9	256.1	307.0	301.5	205.3		257.9	287.0	234.3	296.1	250.7	199.8	265.2	192.5	347.0	317.9	317.9	296.1	285.2	317.9
6	198.0	192.5	279.7	328.8	274.3	218.0		250.7	239.8	236.1	241.6	317.9	287.0	259.8	301.5	327.0	259.8	259.8	328.8	307.0	179.8
7	172.6	178.0	307.0	317.9	314.3	208.9		268.8	263.4	257.9	199.8	301.5	221.6	199.8	256.1	325.2	196.2	196.2	307.0	285.2	265.2
8	207.1	194.4	334.3	267.0	307.0	132.6		270.7	334.3	292.5	265.2	312.5	236.1	276.1	307.0	310.6	276.1	276.1	323.4	339.7	199.8
9	203.4	159.8	270.7	238.0	265.2	210.7		261.6	290.6	170.7	190.7	248.9	230.7	321.5	254.3	307.0	245.2	245.2	334.3	292.5	216.2
10	216.2	170.7	252.5	236.1	305.2			248.9	332.4	257.9	277.9	230.7	245.2	279.7	261.6	276.1	248.9	248.9	290.6	256.1	227.1
11	250.7		236.1	265.2	256.1			257.9	239.8	234.3	207.1	257.9	174.4	323.4	228.9	285.2	296.1	296.1	259.8	254.3	248.9
12	208.9		261.6	223.4	178.0			232.5	272.5	198.0	214.3	263.4	179.8	336.1	307.0	379.7	274.3	274.3	337.9	250.7	208.9
13	194.4		210.7	248.9	279.7			267.0	288.8	285.2	194.4	347.0	198.0	228.9	305.2	285.2	307.0	307.0	272.5	325.2	314.3
14	188.9		290.6	283.4	256.1			259.8	272.5	270.7	250.7	383.3	283.4	276.1	245.2	218.0	205.3	205.3	221.6	272.5	190.7
15	201.6		297.9	307.0	223.4			223.4	334.3	165.3	218.0	234.3	288.8	296.1	307.0	290.6	312.5	312.5	303.4	299.7	259.8
16	168.9		279.7	307.0	239.8			212.5	238.0	163.5	188.9	232.5	265.2	347.0	208.9	178.0	339.7	339.7	265.2	267.0	310.6
17	167.1		272.5	194.4	274.3			203.4	334.3	268.8	272.5	250.7	259.8	223.4	285.2	199.8	268.8	268.8	296.1	294.3	245.2
18	261.6		281.6	370.6	270.7			207.1	188.9	277.9	279.7	259.8	238.0	208.9	259.8	218.0	259.8	259.8	310.6	192.5	263.4
19	156.2		279.7	247.0	287.0			210.7	283.4	252.5			265.2	305.2	296.1	265.2	285.2	285.2	296.1	236.1	181.6
20	212.5		267.0	330.6	285.2			319.7	272.5	274.3			238.0	250.7	267.0	228.9	307.0	307.0	321.5	247.0	310.6
21			263.4	201.6	228.9			208.9	330.6	196.2			259.8	188.9	301.5	228.9	267.0	267.0	316.1	192.5	294.3
22			218.0	272.5	292.5			212.5	281.6	279.7			219.8	294.3		194.4	178.0	178.0	288.8	214.3	270.7
23			259.8	292.5	167.1			227.1	299.7	243.4			252.5	276.1		363.3	270.7	270.7	263.4	357.9	292.5
24			261.6	241.6	270.7			243.4	265.2	276.1			254.3	216.2		241.6	268.8	268.8	308.8	256.1	341.5
25			305.2	243.4	296.1				301.5	247.0			287.0	321.5		274.3	308.8	308.8	277.9	208.9	219.8
26			212.5	243.4	305.2				263.4	228.9			192.5	192.5		234.3	288.8	288.8	272.5	288.8	243.4
27			308.8	276.1	285.2				279.7	243.4			265.2	265.2		205.3	256.1	256.1	279.7		
28			308.8	247.0	321.5				305.2	287.0						212.5	225.2	225.2	310.6		
29			256.1	268.8	337.9				267.0	272.5						359.7	261.6	261.6	312.5		
30			279.7	314.3	307.0				276.1							330.6	225.2	225.2	272.5		
31			317.9						201.6							163.5	294.3	294.3	277.9		
32			201.6						297.9								272.5	272.5	261.6		
33																			381.5		
34																			299.7		
35																					